



Origine et évolution des péridotites à grenat des séries cristallophylliennes du Massif Central français

Thierry Pellet

► To cite this version:

Thierry Pellet. Origine et évolution des péridotites à grenat des séries cristallophylliennes du Massif Central français. Pétrographie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1989. Français. NNT : . tel-00722255

HAL Id: tel-00722255

<https://theses.hal.science/tel-00722255>

Submitted on 1 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

PELLET (Th.)

Ex. n° 1

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Présentée par

Thierry PELLET

4 AVR. 1989

Pour obtenir le titre de DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : Sciences de la Terre
(Option pétrologie - métallogénie)

**ORIGINE ET EVOLUTION DES PERIDOTITES A GRENAT
DES SERIES CRISTALLOPHYLLENNES
DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS**

Date de soutenance : 6 février 1989

Composition du Jury :

Monsieur M. PIBOULE Professeur à l'Université Joseph Fourier - GRENOBLE I

Monsieur P. GIRAUD Professeur à l'Université Joseph Fourier - GRENOBLE I

Monsieur M. CHENEVOY Professeur à l'Université Claude Bernard de LYON

Madame D. SANTALLIER Maître de Conférences à l'Université Claude Bernard de LYON

Thèse préparée dans le laboratoire de Géologie (URA 69)
Institut Dolomieu - 15, Rue Maurice Gignoux
38031 GRENOBLE CEDEX

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

4 AVR. 1989

Présentée par

Thierry PELLET

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

989

Pour obtenir le titre de DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Spécialité : *Sciences de la Terre*
(Option pétrologie - métallogénie)

ORIGINE ET EVOLUTION DES PERIDOTITES A GRENAT DES SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Date de soutenance : 6 février 1989

Composition du Jury :

Monsieur M. PIBOULE Professeur à l'Université Joseph Fourier - GRENOBLE I

Monsieur P. GIRAUD Professeur à l'Université Joseph Fourier - GRENOBLE I

Monsieur M. CHENEVOY Professeur à l'Université Claude Bernard de LYON

Madame D. SANTALLIER Maître de Conférences à l'Université Claude Bernard de LYON

Thèse préparée dans le laboratoire de Géologie (URA 69)
Institut Dolomieu - 15, Rue Maurice Gignoux
38031 GRENOBLE CEDEX

NNB 10081575

RESUME

Les corps ultramafiques des monts du Lyonnais (Bois des Feuilles, Chagnon) et de l'Artige (Haut-Limousin) contiennent des lherzolites à spinelle, des lherzolites à spinelle et grenat, des dunites à grenat et spinelle ainsi que des pyroxénolites à grenat. Ces faciès définissent actuellement un rubanement intime. A l'image de leurs homologues varisques (Bohême, Vosges) ces massifs d'origine mantellique sont incorporés dans des matériaux crustaux (granulites, gneiss cata à mésozonaux).

Ces ultrabasites offrent des textures porphyroclastiques et mylonitiques consécutives à des déformations de H.T. et H.P. Les anciennes paragénèses comportent des opx calciques et alumineux ainsi que des cpx magnésiens et alumineux en équilibre avec le spinelle et/ou le grenat. Les conditions PT (900 - 1100°C et 20 - 25 Kb) qui ont accompagné les déformations ont été obtenues à partir des pyroxènes des lherzolites à spinelle. Ces conditions correspondent aussi à un premier rééquilibrage des compositions des phases des ultrabasites à spinelle et/ou grenat.

En outre une investigation thermobarométrique fine a permis de déceler un rééquilibrage tardif (750 - 900°C, $P \leq 20$ Kb) qui a sensiblement modifié les compositions des opx. Ce rééquilibrage est contemporain du recuit post-tectonique qui affecte les olivines et les pyroxènes. Les conditions PT extrêmes ($T \geq 1300^\circ\text{C}$ - $35 \leq P \leq 41$ Kb), probablement anciennes, ont été obtenues sur les pyroxénolites à grenat de Chagnon et les porphyroclastes de pyroxène à exsolutions de grenat du Bois des Feuilles. Ces valeurs permettent d'envisager des évolutions différentes pour des matériaux actuellement intimement associés. Ceci est en contradiction avec l'influence d'une subduction proposée par de nombreux auteurs. Ces données suggèrent une précocité des multiples formes de grenat. Les fortes analogies pétrographiques, texturales, minéralogiques, thermobarométriques avec les xénolites mantelliques récoltés dans les basaltes alcalins et les kimberlites confirment cette version.

Le modèle géodynamique de mise en place proposé est celui d'un "diapir" asthénosphérique chaud et "plastique". Au cours de son ascension à travers une lithosphère rigide et froide, les péridotites à grenat des parties supérieures du diapir se déforment et acquièrent leur texture actuelle. Puis à la faveur de la distension cambro-ordovicienne les ultrabasites ont peut-être subi une dénudation mantellique. Au Silurien le charriage de l'une des deux marges sur l'autre et/ou des mouvements subductifs arrachent des copeaux de péridotites à grenat et les incorporent dans les roches crustales en cours de métamorphisme.

ABSTRACT

The ultramafic bodies studied in the French Massif Central (Monts du Lyonnais, Haut-Limousin) contain spinel lherzolite, spinel garnet lherzolite, garnet-spinel dunite and garnet pyroxenite. These rocks are currently banded and foliated. As the other bodies of the Variscan Range (Bohemian, Vosges), they are mantle derived and incorporated in crustal materials (granulites and kata- to mesozonal gneisses).

The mylonitic texture of these peridotites derived from H.T. and H.P. deformation. The oldest paragenesis comprise aluminous Ca-rich orthopyroxenes and aluminous Mg-rich clinopyroxenes in equilibrium with spinel or garnet. Deformation PT conditions (900 - 1100 °C and 20 - 25 Kb) have been estimated from pyroxenes of spinel lherzolite. These conditions correspond also to a first re-equilibrium of the compositions of the spinel or garnet ultrabasic rocks minerals.

Moreover, a later thermic event (750 - 900 °C, $P \leq 20$ Kb) has been shown by a fine thermobarometric investigation. It has perceptibly modified the compositions of the orthopyroxenes. This last equilibrium is also contemporary with the post-tectonic annealing of olivines and pyroxenes. The probably oldest HP and HT conditions ($T \geq 1300$ °C and $35 \leq P \leq 41$ Kb) have been found in garnet -orthopyroxene assemblages of pyroxenite of Chagnon. Same conditions have been tested in exsolved garnet lamellar containing pyroxene crystals of Bois des Feuilles. These values are in good agreement with a polygenetic evolution of the different types of rocks, currently intimately associated, but in conflict with the subduction influence proposed by a few authors. These data suggest an early development of the different garnet forms. The petrographical, textural, mineralogical and PT characters are consistent with those of mantle derived xenoliths included in alkali-basalts and kimberlites. This fact confirms the preexistence of garnet.

The uprising of a "hot" and "plastic" asthenospheric diapir through a "cold" and "rigid" lithosphere model is proposed to explain the incorporation of these rocks. The garnet peridotite at the top of the "diapir" are deformed and acquired their current texture during the ascension. Successively, the ultrabasic rocks of the upper mantle would have suffered a denudation during the Cambro-ordovician distensional phase. The Silurian overthrusting of one of the continental margins onto the other or a subductive movement shaved the denuded garnet peridotites. At this occasion some pieces of garnet peridotites have been incorporated into crustal rocks during their metamorphism.

AVANT-PROPOS

C'est à la suite d'une année de recherche sur les komatiites abitibiennes dans le cadre d'un D.E.A. que j'ai abordé l'étude des péridotites à grenat du Massif Central Français à la demande de Monsieur PIBOULE. Un peu plus de trois années, interrompues par six mois de stage au C.E.T.E. d'Aix-en-Provence, m'ont été nécessaires pour mener à bien ce travail.

Monsieur PIBOULE m'a fourni les échantillons et les analyses dont il disposait. J'ai complété l'échantillonnage des roches des monts du Lyonnais. Après une initiation de la part de Monsieur PIBOULE, j'ai réalisé les analyses à la microsonde CAMEBAX de l'Université de Clermont-Ferrand. Les analyses en roche totale ont été faites à l'Université Claude Bernard de Lyon.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur PIBOULE et Monsieur GIRAUD qui ont patiemment apporté leurs corrections à ce mémoire et leurs conseils précieux. Je les remercie également de bien vouloir participer au jury de ma soutenance, ainsi que les autres membres: Monsieur CHENEVOY et Madame SANTALLIER. Enfin je remercie Madame LAPIEZ pour son assistance lors de la réalisation des analyses à la microsonde.

A mon père, à ma mère
et à Jean-Michel.

Durant ces dix dernières années, un grand intérêt est porté sur les roches ultrabasiques et les roches mantelliques en raison des informations qu'elles sont susceptibles d'apporter sur la structure du manteau. De plus, elles constituent un intérêt non négligeable pour la prospection des métaux précieux (Au, Pt).

Parmi ces ultrabasites, les péridotites à grenat sont les roches hôtes du diamant dans les xénolites récoltés dans les kimberlites d'Afrique du Sud et de Sibérie. La Chaîne Varisque offre un chapelet de petits massifs de péridotite à grenat depuis les monts de Bohême jusqu'en Galice. Si le grenat est réellement d'origine primaire, ces corps ultramafiques proches de celui du Beni-Bouchera seraient alors l'unique gisement de péridotite à grenat de ce type. Or beaucoup d'auteurs pensent qu'une partie du grenat est d'origine éclogitique tertiaire et que l'autre est issue d'une hybridation tectonique entre des rubans de pyroxénolites à grenat et les lherzolites associées.

Ce travail a pour but, dans le cadre de trois exemples du Massif Central Français - appartenant à la Chaîne Varisque - de retracer la pétrogénèse de ces péridotites à grenat et de proposer un modèle géodynamique de mise en place.

Pour parvenir à ces objectifs, une première partie synthétise ce que l'on connaît sur les autres massifs de la Chaîne Varisque, les corps ultramafiques du type du Beni-Bouchera et les xénolites récoltés dans les basaltes alcalins et les kimberlites. A partir de cette synthèse la problématique sera dégagée. Ensuite les trois parties suivantes sont consacrées à l'étude fine pétrographique, minéralogique et thermobarométrique des ultrabasites des monts du Lyonnais et de l'Artige. Enfin la dernière partie propose un scénario pétrogénétique et un modèle géodynamique de mise en place. Ce dernier tient compte de l'histoire tectono-métamorphique du Massif Central Français et des dernières découvertes au sujet de la mise en place des massifs ultrabasiques.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

Avant propos	p. 1
Introduction	p. 2

PREMIERE PARTIE

LES ROCHES ULTRABASIQUES A GRENAT DANS LA CHAINE VARISQUE

ET AUTRES EXEMPLES DE GISEMENTS

CHAPITRE I: REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ULTRABASITES A GRENAT DANS LA CHAINE VARISQUE

I LE MASSIF DE BOHEME	p. 12
I-1 Bohême méridionale	p. 13
I-2 Moravie occidentale	p. 13
I-3 Basse Autriche	p. 16
I-4 Linéament de Litomerice	p. 17
I-5 Autres secteurs	p. 17
II LA FORET NOIRE	p. 18
III LES VOSGES	p. 18
IV LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS	p. 18
IV-1 Le Limousin	p. 18
IV-2 Le Haut-Allier	p. 21
IV-3 La Marche	p. 21
IV-4 Les Monts du Lyonnais	p. 21
V VENDEE - ARMORIQUE MERIDIONALE	p. 21
VI PENINSULE IBERIQUE OCCIDENTALE	p. 22
VI-1 Complexe d'Ordenes	p. 22
VI-2 Nord du Portugal	p. 22

CHAPITRE II: CARACTERISTIQUES DES ULTRABASITES A GRENAT ET DES ENSEMBLES CATAZONAUX ASSOCIES DE LA CHAINE VARISQUE

I LES ROCHES ULTRABASIQUES A GRENAT	p. 24
I-1 Les métacumulats ultrabasiques éclogitisés	p. 24
I-2 Les lherzolites à spinelle et grenat	p. 24
I-3 Les dunites à grenat	p. 25
II LES ENSEMBLES CATAZONAUX ASSOCIES	p. 25
II-1 Les granulites	p. 25
II-2 Les complexes leptyno-amphiboliques	p. 26
II-3 Les gneiss	p. 26
III CONCLUSION	p. 26

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 C.E. C.R.L.E. CEDEX
Tél. 04 76 59 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

CHAPITRE III: ORIGINES POSSIBLES DES ULTRABASITES A GRENAT ET
ROCHES ASSOCIEES DE LA CHAINE VARISQUE p. 27

I ORIGINES DES PERIDOTITES A GRENAT	p. 27
I-1 Les métacumulats ultrabasiques éclogitisés	p. 27
I-2 Les lherzolites à spinelle et grenat	p. 27
I-3 Les dunites à grenat	p. 27
I-4 Coexistence d'ultrabasites à grenat d'origines diverses	p. 28
II ORIGINES DES PYROXENITES A GRENAT	p. 28
III ORIGINES DES ROCHES ASSOCIEES	p. 29
III-1 Origines des granulites	p. 29
III-2 Origines des C.L.A. de la Chaîne Varisque	p. 29
IV EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE LA CHAINE HERCYNIE FRANCAISE	p. 29
V SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE	p. 30
V-1 Modèles diapiriques	p. 30
V-2 Evolution géodynamique avec collision	p. 30
VI CONCLUSION	p. 31
CHAPITRE IV: <u>AUTRES EXEMPLES DE GISEMENTS D'ULTRABASITES A GRENAT</u>	p. 32
I PROBLEMATIQUE	p. 32
II LES "COMPLEXES ULTRAMAFIQUES"	p. 33
II-1 Le massif du Beni Bouchera (Maroc)	p. 33
II-2 Le massif de Ronda (Andalousie)	p. 35
II-3 Les massifs ultrabasiques des Pyrénées françaises	p. 37
II-4 Les ultrabasites mantelliques des Alpes Occidentales	p. 39
II-5 Conclusion	p. 41
III LES XENOLITES MANTELLIQUES	p. 43
III-1 Les xénolites mantelliques des basaltes alcalins	p. 43
III-2 Les xénolites mantelliques des kimberlites	p. 44
III-3 Caractéristiques des xénolites de péridotite	p. 45
III-4 Caractéristiques des mégacristaux	p. 46
III-4 Les xénolites de pyroxénites ou "éclogites"	p. 47
III-5 Conclusion	p. 48
CHAPITRE IV: <u>CONCLUSION - BUT ET OBJECTIF DU TRAVAIL</u>	p. 49
I CONCLUSION	p. 49
II BUT ET OBJECTIF DU TRAVAIL	p. 49

*

*

SECONDE PARTIE

LES ULTRABASITES A GRENAT ET SPINELLE DES MONTS DU LYONNAIS

ET DE L'ARTIGE (HAUT-LIMOUSIN)

PETROGRAPHIE - MICROGRAPHIE

CHAPITRE I: <u>LES MATERIAUX ETUDIES - GENERALITES</u>	p. 51
I CHOIX DES MASSIFS	p. 51
II LES ULTRABASITES DES MONTS DU LYONNAIS	p. 52
II-1 Le massif du Bois des Feuilles	p. 52
II-2 Le massif de Chagnon	p. 54
III LE MASSIF DE L'ARTIGE EN HAUT - LIMOUSIN	p. 54
IV NOMENCLATURE	p. 56
IV-1 Terminologie des massifs	p. 56
IV-2 Les faciès pétrographiques	p. 56
IV-3 Les textures	p. 57
CHAPITRE II: <u>LES PERIDOTITES</u>	p. 58
I LES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES	p. 58
I-1 Les métalherzolites à spinelle	p. 58
I-2 Les métalherzolites à spinelle et grenat	p. 62
I-3 Les métadunites à grenat et spinelle	p. 67
II LES PERIDOTITES DE CHAGNON	p. 70
II-1 Les métalherzolites à spinelle	p. 71
II-2 Les métalherzolites à spinelle et grenat	p. 74
III LES PERIDOTITES DE L'ARTIGE (HAUT-LIMOUSIN)	p. 77
CHAPITRE III: <u>LES PYROXENOLITES</u>	p. 82
I LES PYROXENOLITES DU MASSIF DU BOIS DES FEUILLES	p. 82
I-1 Pétrographie	p. 82
I-2 Géochimie	p. 83
I-3 Discussion	p. 85
I-4 Conclusion	p. 85
II LES PYROXENOLITES DU MASSIF DE CHAGNON	p. 86
II-1 Pétrographie	p. 86
II-2 Géochimie	p. 92
II-3 Discussion	p. 92
II-4 Conclusion	p. 94
III LES PYROXENOLITES DU MASSIF DE L'ARTIGE	p. 95
III-1 Pétrographie	p. 95
III-2 Conclusion	p. 98

CHAPITRE IV: EXSOLUTIONS, CORONITISATIONS ET KELYPHITISATIONS

I LES EXSOLUTIONS

- I-1 Les exsolutions de cpx dans les cristaux d'opx
- I-2 Les exsolutions d'opx dans les cpx
- I-3 Les exsolutions de spinelle
- I-4 Les exsolutions de grenat
- I-5 Origines invoquées par les auteurs
- I-6 Discussion

p. 100
p. 100
p. 100
p. 100
p. 100
p. 101
p. 101

II LES CORONITES

- II-1 Les coronites de grenat autour des spinelles
- II-2 Relation opx, olivine et spinelle
- II-3 Relation kelyphite, opx et olivine

p. 102
p. 102
p. 104
p. 104

III LES KELYPHITISATIONS

p. 104

CHAPITRE V: CONCLUSION

p. 106

I LE MASSIF DU BOIS DES FEUILLES

p. 106

II LE MASSIF DE CHAGNON

p. 107

III LE MASSIF DE L'ARTIGE

p. 108

IV SUITE DU TRAVAIL

p. 109

*

*

*

TROISIEME PARTIE

MINERALOGIE - VARIATION CHIMIQUE DES

MINERAUX PRINCIPAUX

CHAPITRE I: MINERALOGIE DES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES

p. 111

I LES LHERZOLITES A SPINELLE

p. 111

- I-1 Les olivines
- I-2 Les orthopyroxènes
- I-3 Les clinopyroxènes
- I-4 Les spinelles
- I-5 Conclusion

p. 111
p. 112
p. 116
p. 121
p. 123

II LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

p. 124

- II-1 Les olivines
- II-2 Les orthopyroxènes
- II-3 Les clinopyroxènes
- II-4 Les grenats
- II-5 Les spinelles
- II-6 Conclusion

p. 124
p. 125
p. 128
p. 132
p. 134
p. 134

III LES DUNITES A GRENAT ET SPINELLE

p. 136

- III-1 Les olivines
- III-2 Les orthopyroxènes
- III-3 Les clinopyroxènes
- III-4 Les grenats
- III-5 Les spinelles
- III-6 Conclusion

p. 136
p. 139
p. 141
p. 142
p. 144
p. 147

IV CONCLUSION - SPECIFICITES DE LA MINERALOGIE DE CHAQUE TYPE DE ROCHE

p. 147

- IV-1 Dans les lherzolites à spinelle
- IV-2 Dans les lherzolites à spinelle et grenat
- IV-3 Dans les dunites à grenat et spinelle

p. 147
p. 147
p. 149

CHAPITRE II: MINERALOGIE DES PERIDOTITES ET DES PYROXENOLITES DE CHAGNON

p. 150

I LES LHERZOLITES A SPINELLE

p. 150

- I-1 Les olivines
- I-2 Les orthopyroxènes
- I-3 Les clinopyroxènes
- I-4 Les spinelles
- I-5 Conclusion

p. 150
p. 151
p. 154
p. 156
p. 158

II LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

p. 159

- II-1 Les olivines
- II-2 Les orthopyroxènes
- II-3 Les clinopyroxènes
- II-4 Les grenats
- II-5 Les spinelles
- II-6 Conclusion

p. 159
p. 160
p. 161
p. 163
p. 165
p. 167

III LES PYROXENOLITES

p. 167

- III-1 Les orthopyroxènes
- III-2 Les clinopyroxènes
- III-3 Les grenats
- III-4 Conclusion

p. 167
p. 171
p. 175
p. 177

IV CONCLUSION

p. 178

- IV-1 Dans les lherzolites à spinelle
- IV-2 Dans les lherzolites à spinelle et grenat
- IV-3 Dans les pyroxénolites

p. 178
p. 179
p. 181

CHAPITRE III: MINERALOGIE DES PERIDOTITES ET DES PYROXENOLITES DE L'ARTIGE

p. 182

I LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

p. 182

- I-1 Les olivines
- I-2 Les orthopyroxènes
- I-3 Les clinopyroxènes
- I-4 Les grenats
- I-5 Les spinelles
- II-6 Conclusion

p. 182
p. 183
p. 186
p. 190
p. 192
p. 194

II LES PYROXENOLITES A GRENAT	p. 195
II-1 Les clinopyroxènes	p. 195
II-2 Les grenats	p. 198
II-3 Conclusion	p. 200
III CONCLUSION	P. 200
III-1 Dans les lherzolites à spinelle et grenat	p. 200
III-2 Dans les pyroxénolites	p. 201
CHAPITRE IV: <u>CONCLUSION</u>	p. 203
I EVOLUTIONS CHIMIQUES DES MINERAUX ET APPROCHE THERMOBAROMETRIQUE	p. 203
I-1 Les lherzolites à spinelle des Monts du Lyonnais	p. 203
I-2 Les ultrabasites à spinelle et grenat	p. 203
I-3 Les pyroxénolites à grenat	p. 204
II INTRODUCTION A LA GEOTHERMOBAROMETRIE	p. 204

*

*

*

QUATRIEME PARTIE

GEOTHERMOMETRIE - GEOBAROMETRIE

CHAPITRE I: <u>CHOIX ET CRITIQUES DES MODELES DISPONIBLES</u>	p. 206
I GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX LHERZOLITES A SPINELLE	
I-1 Couple OLIVINE-OPX	p. 206
I-2 Couple OLIVINE-SPINELLE	p. 206
I-3 OPX ou CPX coexistant avec OLIVINE et SPINELLE	p. 206
I-4 Conclusion	p. 206
II GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX LHERZOLITES A SPINELLE ET/OU GRENAT	p. 207
II-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX	p. 207
II-2 Couple OPX-CPX	p. 207
II-3 Conclusion	p. 209
III GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX LHERZOLITES ET PYROXENOLITES A GRENAT	p. 209
III-1 Couple OLIVINE-GRENAT	p. 209
III-2 Couple OPX-GRENAT	p. 209
III-3 Couple CPX-GRENAT	p. 209
III-4 OPX, CPX et GRENAT coexistants	p. 209
III-5 Conclusion	p. 209
IV LES GEOBAROMETRES	p. 210
IV-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX	p. 210
IV-1 Couple OPX-GRENAT	p. 210
IV-3 Conclusion	p. 211

CHAPITRE II: <u>CHOIX DES ANALYSES</u>	p. 212
I LES MATERIAUX EXPLOITABLES	p. 212
II LES LHERZOLITES DU BOIS DES FEUILLES	p. 212
II-1 Les lherzolites à spinelle	p. 212
II-2 Les lherzolites à spinelle et grenat	p. 213
III LES ULTRABASITES DE CHAGNON	p. 214
III-1 Les lherzolites à spinelle	p. 214
III-2 Les pyroxénolites à grenat	p. 214
IV LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT DE L'ARTIGE	p. 214
CHAPITRE III: <u>EVALUATIONS DES CONDITIONS P/T DES PERIDOTITES A GRENAT</u>	p. 215
I INTRODUCTION	p. 215
II LES LHERZOLITES DU BOIS DES FEUILLES	p. 215
II-1 Les lherzolites à spinelle	p. 215
II-2 Les lherzolites à spinelle et grenat	p. 219
II-3 Conclusion	p. 229
III LES ULTRABASITES DE CHAGNON	p. 222
III-1 Les lherzolites à spinelle	p. 222
III-2 Les pyroxénolites à grenat	p. 224
III-3 Conclusion	p. 224
IV LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT DE L'ARTIGE	p. 225
CHAPITRE IV: <u>RESULTATS</u>	p. 229
I DUALITE D'EVOLUTION ENTRE LES FACIES A SPINELLE ET LES FACIES A SPINELLE-GRENAT	p. 229
II LES EXOLUTIONS	p. 229
III LES CONDITIONS D'EQUILIBRE	p. 229
IV SUITE DU TRAVAIL	p. 230

*

*

*

CINQUIEME PARTIE

PETROGENESE ET MODELE GEODYNAMIQUE DE MISE EN PLACE

CHAPITRE 1: PETROGENESE ET CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES ULTRABASITES A GRENAT DES MONTS DU LYONNAIS ET DE L'ARTIGE (HAUT-LIMOUSIN)

p. 234

I PETROGENESE DES ULTRABASITES ETUDIEES

p. 234

- I-1 Des scénarios pétrogénétiques similaires p. 234
- I-2 Les reliques p. 234
- I-3 Les déformations H.T. et H.P. p. 243
- I-4 Recuit postectonique de B.T. p. 243
- I-5 Les rétro-morphoses tardives p. 243

II CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES ULTRABASITES ETUDIEES

p. 243

- II-1 Les minéraux p. 243
- II-2 Coexistence spinelle-grenat p. 244
- II-3 Originalité des cpx à exsolution de grenat du Bois des Feuilles p. 244
- II-4 Les conditions PT p. 246
- II-5 Comparaison avec les autres exemples d'ultrabasites à grenat (cf. 1^o Chapitre) p. 246

CHAPITRE II: SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

p. 248

I ORIGINE MANTELLIQUE

p. 248

II ORIGINE DU GRENAT

p. 248

III ORIGINE SOUS-CONTINENTALE OU SOUS-OCEANIQUE ?

p. 249

IV MODELE GEODYNAMIQUE DE MISE EN PLACE

p. 249

- IV-1 Anciens modèles proposés pour les "complexes ultramafiques" p. 249
- IV-2 Modèles actuels p. 250
- IV-3 Mise en place des ultrabasites des Monts du Lyonnais et de l'Artige p. 252

*

*

*

BIBLIOGRAPHIE

p. 255

ANNEXE n° 1 : Liste des échantillons récoltés lors de cette étude

p. 285

ANNEXE n° 2 : Calcul des formules structurales et des composants molaires des minéraux

p. 287

ANNEXE n° 3 : Présentation du programme "ARTHUR"

p. 293

ANNEXE n° 4 : Géothermomètres et géobaromètres considérés

p. 297

ANNEXE n° 5 : Quelques sites d'analyses à la microsonde

p. 314

PREMIERE PARTIE

LES ROCHES ULTRABASIQUES

A GRENAT DE LA

CHAINE VARISQUE

ET AUTRES EXEMPLES

DE GISEMENTS

REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ULTRABASITES

A GRENAT DANS LA CHAÎNE VARISQUE

De nombreux exemples d'ultrabasites à grenat ont été signalés dans les principaux massifs cristallins de la Chaîne Varisque: le Massif de Bohême, la Forêt-Noire, les Vosges, le Massif Central Français, l'Armorique méridionale et la péninsule ibérique occidentale (fig. 1).

Malgré cette dispersion géographique, un survol bibliographique de ces différents cas permet de dégager certaines originalités et certaines affinités, de les comparer avec les ultrabasites à grenat du Massif Central Français - objet de ce travail - et de dégager une problématique générale d'ordre géodynamique.

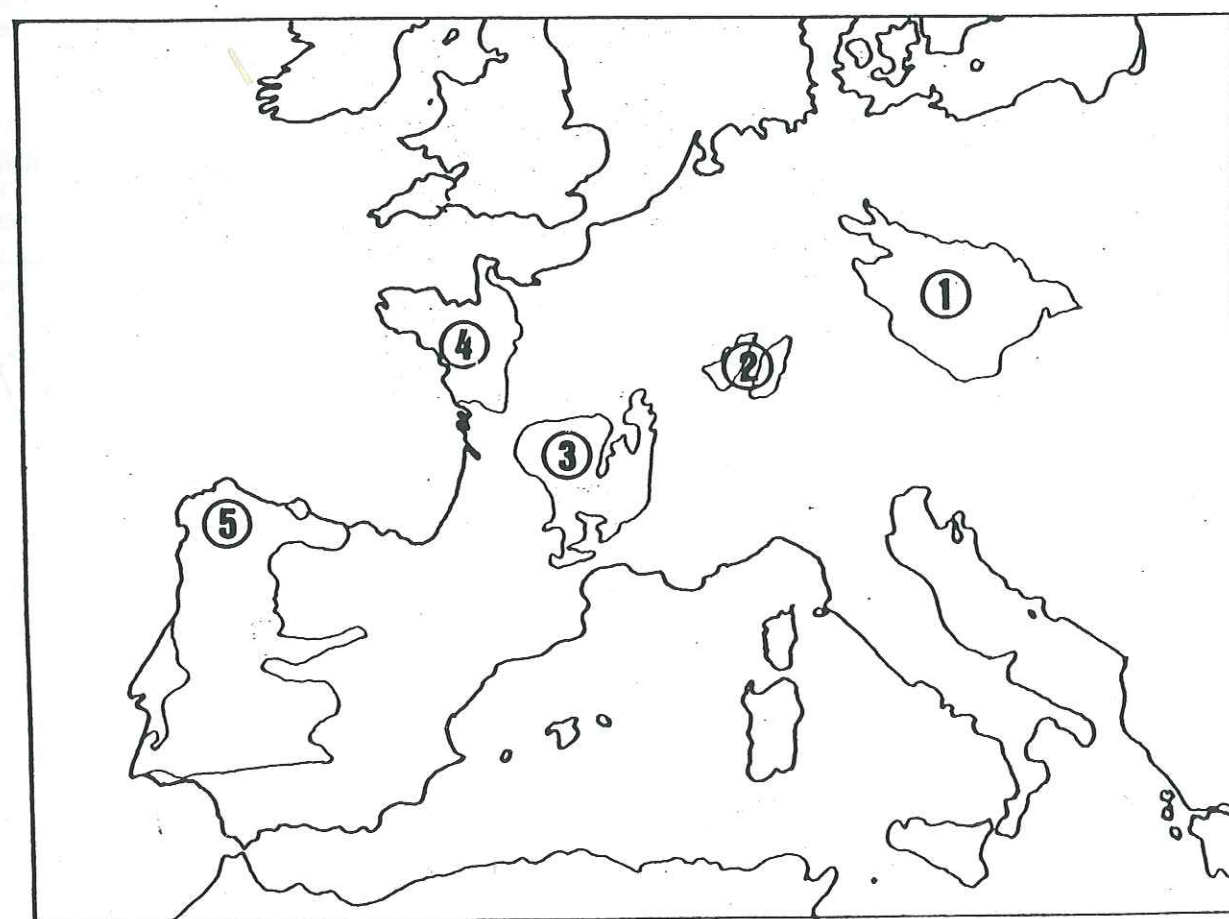


Fig. 1 - Répartition des massifs cristallins de la Chaîne Varisque dans lesquels des ultrabasites à grenat ont été signalées dans la littérature: 1 - le Massif de Bohême (p. 12); 2 - les Vosges et la Forêt-Noire (p. 18); 3 - le Massif Central Français (p. 18); 4 - l'Armorique méridionale (p. 21); 5 - la péninsule ibérique occidentale (p. 22).

I LE MASSIF DE BOHEME

Le Massif de Bohême, situé au cœur de l'Europe centrale est limité à l'Est par la zone faillée de Moravie-Silésie. Il s'étend sur la partie occidentale de la Tchécoslovaquie et débordé sur la Pologne la R.D.A., la R.F.A et l'Autriche (fig. 2). Il se compose de deux grandes régions structurales: la zone moldanubienne au sud et la zone saxo-thuringienne au nord.

* La zone moldanubienne correspond au socle protérozoïque. Elle est surtout constituée de granitoides, de gneiss et de granulites.

* La zone saxo-thuringienne se compose d'ophiolites, de formations volcano-sédimentaires et de sédiments d'âge protérozoïque supérieur - paléozoïque. De grands panneaux faillés et relevés du socle protérozoïque granulitique est subaffleurant à la faveur de grandes structures arquées d'axe S.O.-S.E.: linéament de Litomerice, l'Erzgebirge, le Granulitgebirge et les Monts Sowie Gory.

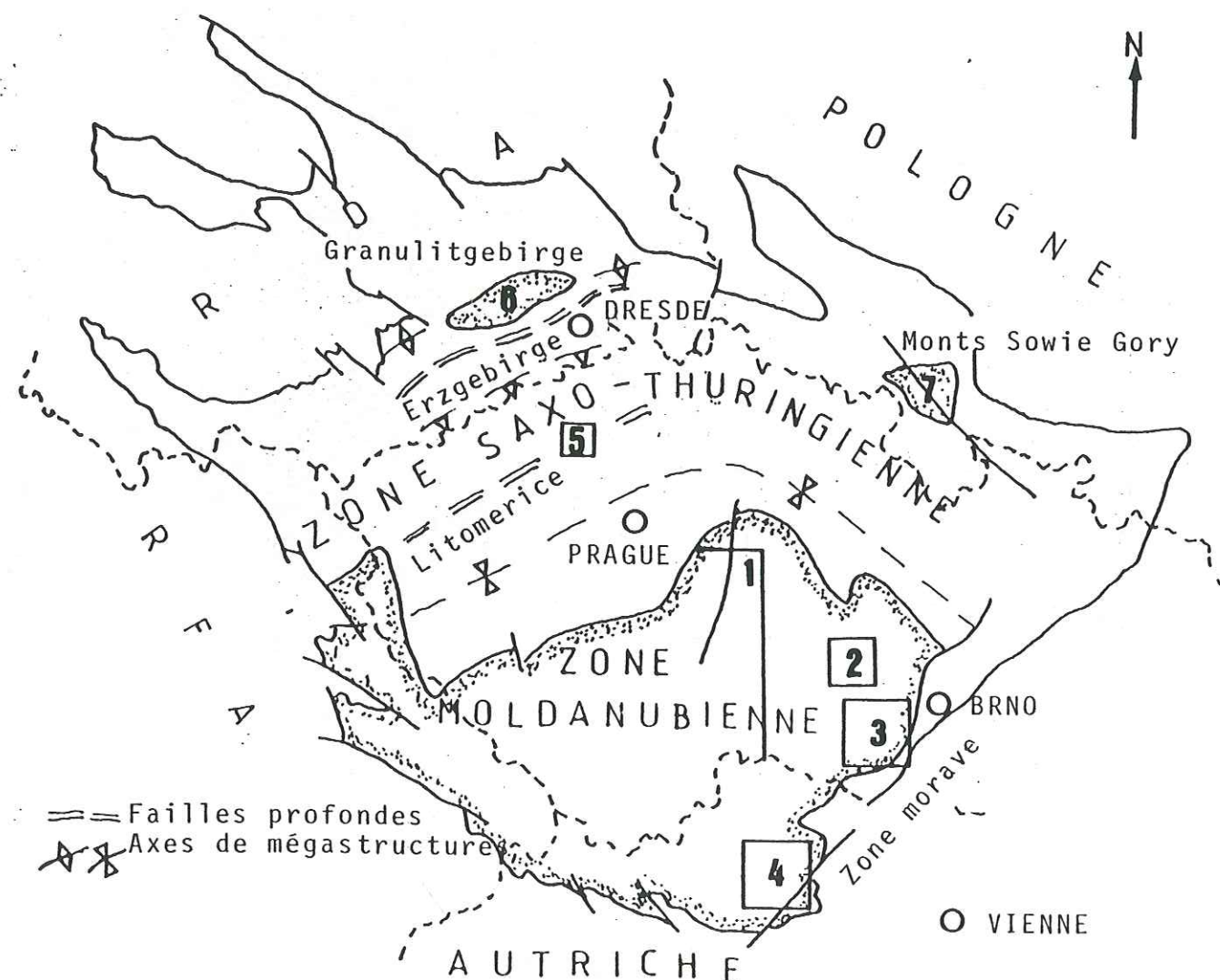


Fig. 2 - Localisation des grands ensembles géologiques du Massif de Bohême et des secteurs où des ultrabasites à grenat ont été signalés: 1 - Bohême méridionale (p. 12); 2 - Le Massif de Bory (p. 15); 3 - Les massifs de Namest et de Mohelno (p. 13); 4 - En Basse Autriche (p. 16); 5 - Les granulites d'Ohre (p. 17); 6 - Le Granulitgebirge (p. 17) et 7 - Les Monts Sowie Gory (p. 17).

Les ultrabasites à grenat, typiquement associées aux granulites et aux gneiss du socle protérozoïque, ont fait l'objet d'une attention particulière de la part des auteurs tchèques depuis les années 60 et 70. Les principaux secteurs dans lesquels elles ont été signalées sont:

- la zone moldanubienne (Bohême méridionale [DUDEK, 1971; MACHART, 1984], Moravie occidentale [FIALA, 1966; MATEJOVSKA, 1967; DUDEK, 1971; DOBRETsov & al., 1984] et Basse Autriche [DUDEK, 1971; SCHARBERT, 1973; SCHARBERT & GARSWELL, 1983]);

- le Granulitgebirge [ROST, 1961; DUDEK, 1971; WERNER, 1981];

- les panneaux faillés et relevés du socle de Litomerice [KOPECKY & SATTRAN, 1966; MACHART, 1984] et l'Erzgebirge [BEHR et al., 1965; MACHART, 1984].

I-1 Bohême méridionale

Plusieurs occurrences d'ultrabasites ont été reconnues en Bohême méridionale (fig. 3), dont de nombreux exemples de péridotites et de pyroxénites à grenat [MACHART, 1984]. Cet auteur en distingue trois types selon leur gisement.

1°) Le groupe le plus fréquent est représenté par des lentilles concordantes incorporées dans les granulites et les gneiss leucocrates de "Gföhl". Dans ces formations d'autres serpentinites sans grenat se rencontrent également ainsi que des leptynites.

2°) Des lherzolites à grenat, des harzburgites à spinelle et des dunites alternent sous forme de bancs très serpentinisés à la périphérie des massifs granulitiques. Des lits de werhlite, de pyroxénite à grenat, de griquaite, de clinopyroxénite et d'éclogite sont occasionnellement observés au sein de ces formations. Les lherzolites à grenat contiennent des picotites et des reliques de pyroxènes offrant des ondulations et des kink-bands témoins de déformations particulièrement intenses.

3°) Enfin les ultrabasites à grenat se rencontrent sous forme de xénolites dans des diatrèmes miocènes qui recoupent le socle.

D'après les résultats thermobarométriques obtenus pour ces trois types d'ultrabasites (1000-1150°C et 25-35 Kb.), MACHART [1984] leur attribue une origine mantellique.

I-2 Moravie occidentale

Les ultrabasites à grenat seraient présentes dans trois secteurs de Moravie occidentale.

1°) Près des localités de Namest et de Mohelno, MATEJOVSKA [1967] décrit un complexe de gneiss, de granulites et de serpentinites contenant des ultrabasites à grenat (fig. 4). Selon DOBRETsov et al. [1984] cet ensemble est obducté sur les formations de la zone moldanubienne. Ces auteurs mentionnent la texture mylonitique et laminée des ultrabasites à grenat qui alternent avec des dunites et des harzburgites. L'orientation de ces ultrabasites ne correspond pas à celle des roches encaissantes. Ces auteurs signalent au contact des ultrabasites des associations complexes métamorphiques de H.T. ainsi que des amphibolites à grenat, des amphibolites, des diorites, des granites et des gabbros. A partir des conditions physiques obtenues sur des

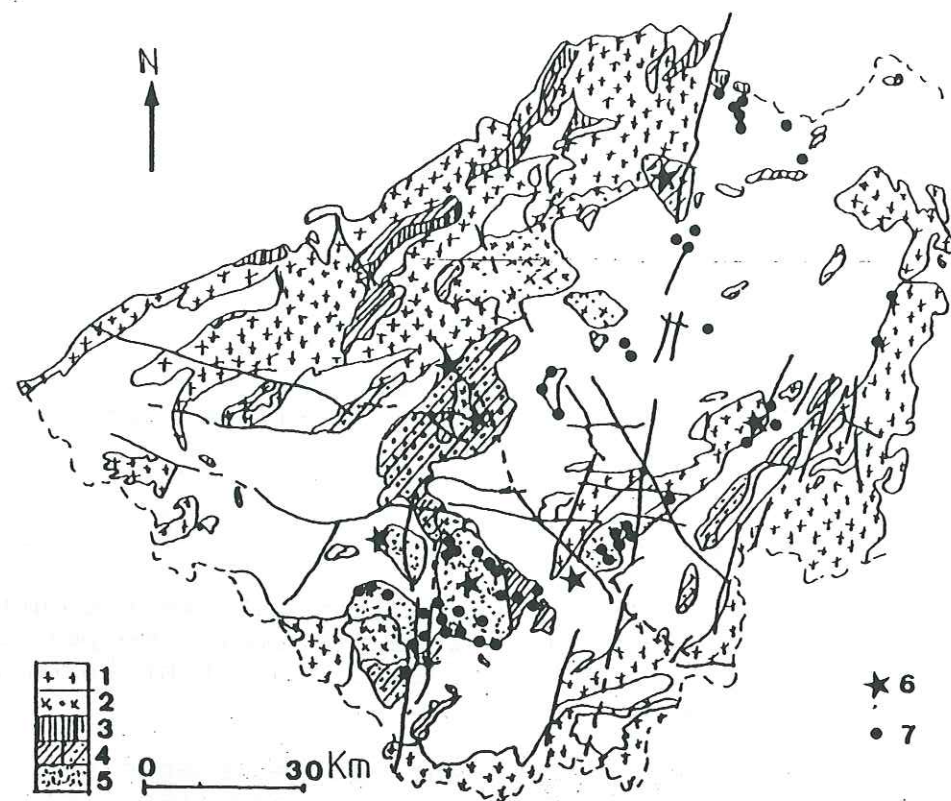


Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de Bohême méridionale [d'après MACHART, 1984]: 1 - Granitoïdes varisques; 2 - Roches plutoniques durbachitiques varisques; 3 - Schistes verts et amphibolites; 4 - Orthogneiss, migmatites et gneiss de la série de Gföhl; 5 - Granulites; 6 - Péridotites à grenat serpentinisées et 7 - Serpentinites.

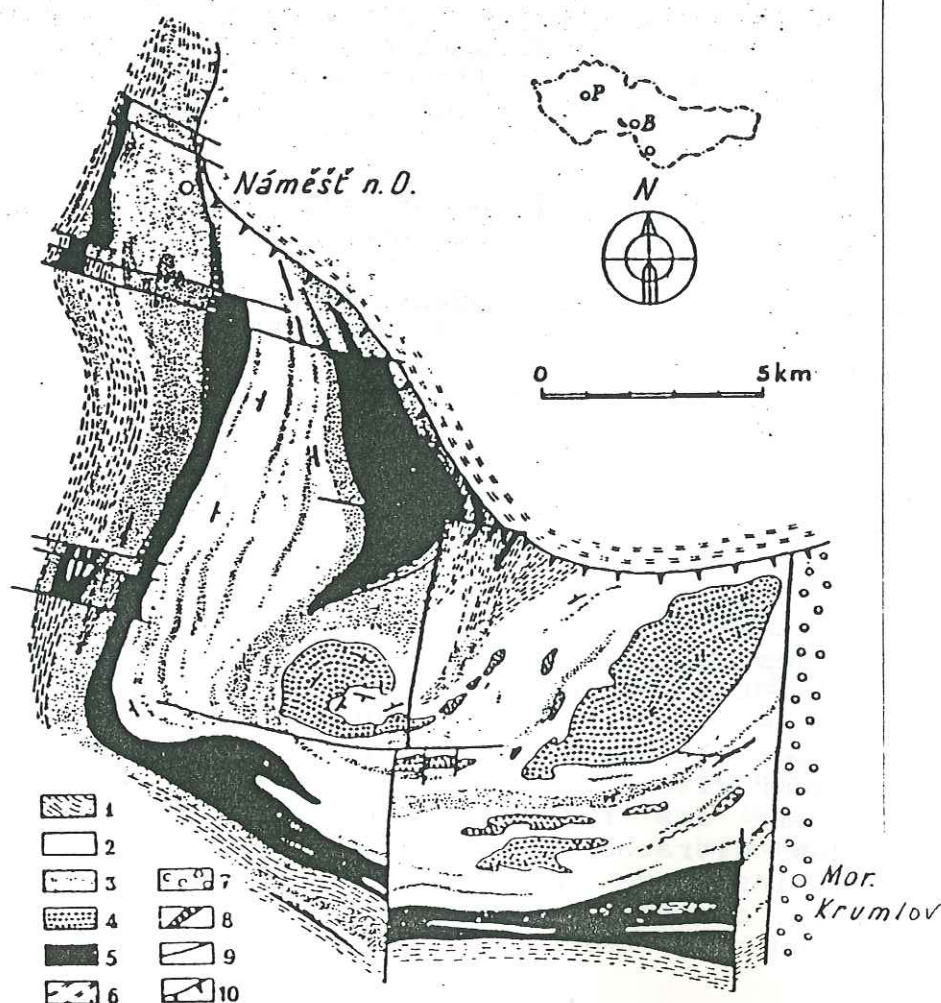


Fig. 4 - Carte géologique simplifiée du corps granitique de Namést et de Mohelno, Moravie occidentale [d'après MATEJOVSKA, 1967 et DOBRETISOV, 1984].

- 1 gneiss et migmatites de la série de Gföhl;
- 2 granulites claires et pauvres en biotite;
- 3 granulites riches en biotite;
- 4 péridotites à grenat;
- 5 amphibolites;
- 6 roches de la zone moldanubienne;
- 7 séries permo-carbonifères du sillon de Boskovice;
- 8 zones ultramylonitiques;
- 9 failles;
- 10 ligne morave.

assemblages grenat-opx-cpx associés aux ultrabasites (18 Kb et 1150°C) DOBRETISOV & al. [1984] attribuent aux ultrabasites une origine mantellique.

2°) Dans la région de Bory (fig. 5) les ultrabasites à grenat présentent deux occurrences.

- Des péridotites à grenat non foliées se trouvent au cœur d'un "complexe annulaire zoné", mis en place tardivement par intrusion à travers les gneiss et les migmatites de la série moldanubienne [MISAR & al., 1984; MACHART, 1984]. Ces péridotites passent à leur périphérie à des amphibolites et des diallagites.

- Dans une lentille kilométrique de granulite se rencontrent de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques de péridotites, parmi lesquelles [MISAR & al., 1984] distinguent les péridotites à grenat riche en pyrope non rubanées et les péridotites à grenat à rubans de pyroxénites à olivine et/ou grenat. Ces enclaves se répartissent selon des chapelets concordants avec les granulites encaissantes, mais d'orientation interne différente de celle des granulites. Les conditions physiques obtenues pour ces roches (1100 - 1278°C et 35 Kb) suggèrent aux auteurs une origine mantellique. Mais leur mise en place reste pour eux énigmatique.

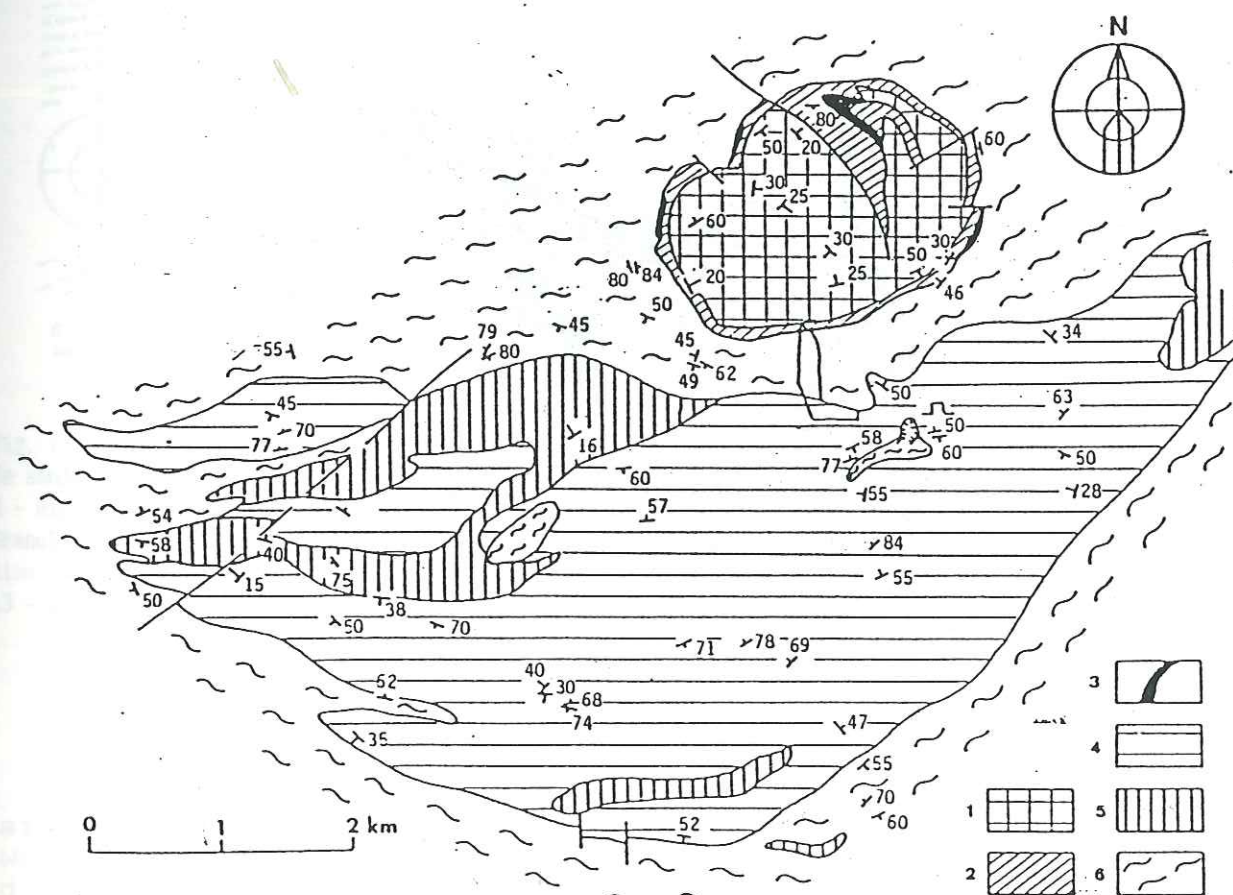


Fig. 5 - Carte géologique simplifiée du massif granitique de Bory [d'après MISAR et al., 1984]: 1 - Serpentinites; 2 - Amphibolites; 3 - Diallagites; 4 - Granulites contenant des inclusions de péridotites à grenat; 5 - Gneiss à biotite et sillimanite et 6 - Gneiss à cordiérite et migmatites.

3°) Enfin près de la localité de Sklené (secteur de Bory), FIALA [1966] étudie de petites enclaves de péridotite à grenat incorporées dans des granulites. Les grenats de 1 à 8 mm. de diamètre, rouge foncé largement kelyphitisés et fréquemment poecilites contiennent des cristaux de cpx et d'olivine. En dehors des inclusions, les reliques de pyroxènes sont rares. De ce fait FIALA [1966] rapporte ces roches à des dunités à grenat. L'étude des minéraux et des compositions chimiques en roche totale, similaires à ceux des péridotites à grenat des Alpes Suisses, de Norvèges et des kimberlites, permet à FIALA [1966] d'attribuer aux enclaves de péridotite à grenat de Sklené une origine mantellique.

I-3 Basse Autriche

Dans cette région (fig. 6), SCHARBERT [1973] et SCHARBERT & CARSWELL [1983] ont surtout étudié des rubans de pyroxénites associés à des péridotites à grenat. Ils se composent de cristaux de grenat (Py₄₈₋₇₆), d'augite alumineuse ou de diopside chromifère, d'opx, d'olivine, de spinelle, d'ilménite et d'amphibole. Ces auteurs pensent que ces ultrabasites incorporées dans des granulites, sont d'origine mantellique et qu'elles se sont mises en place au cours d'un métamorphisme granulitique de haute pression.

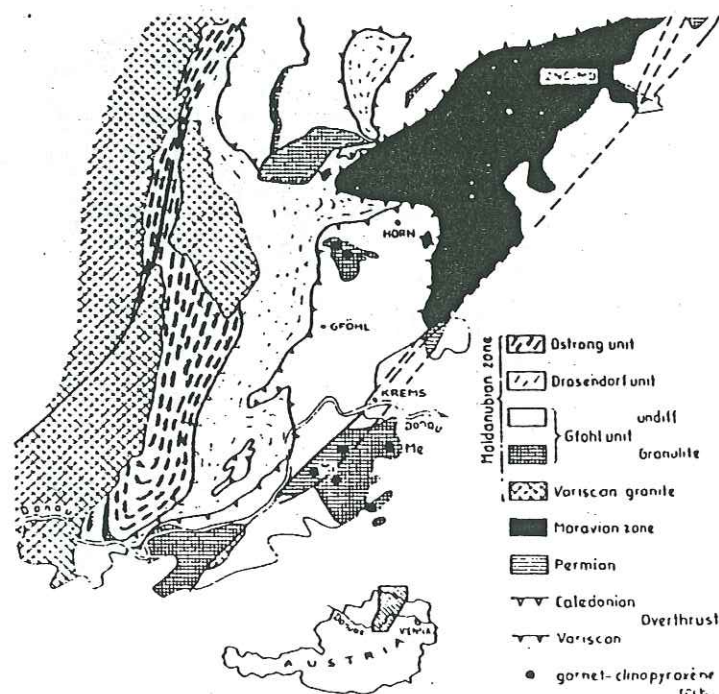


Fig. 6 - Carte simplifiée des unités tectoniques de la zone moldanubienne de la Basse Autriche [FUCHS, 1971 et SCHARBERT & CARSWELL, 1983]. Les points indiquent les localisations des clinopyroxénites à grenat.

I-4 Linéament de Litomerice

Ce linéament appartient à la zone mobile d'axe S.O.-N.E. séparant le socle cristallin d'Ohre à l'ouest des formations paléozoïques à l'est (fig. 7). Le socle d'Ohre est composé de micaschistes et de gneiss pré-varisques à faciès granulitique. Ces gneiss contiennent en concordance avec leur foliation, des corps kilométriques de péridotites à grenat. L'ensemble est en partie recouvert par une série volcanodétritique crétacée à miocène. KOPECKY & SATTRAN [1966] ont reconstitué ce socle à partir de xénolites provenant de diatrèmes miocènes et de forages. Ces ultrabasites se composent de dunités et de dunités à grenat millimétrique à centimétrique et fréquemment kelyphitisés. La teinte des grenats d'autant plus sombres que la teneur en Cr est élevée, varie de l'orange au pourpre en passant par le rouge sang foncé.

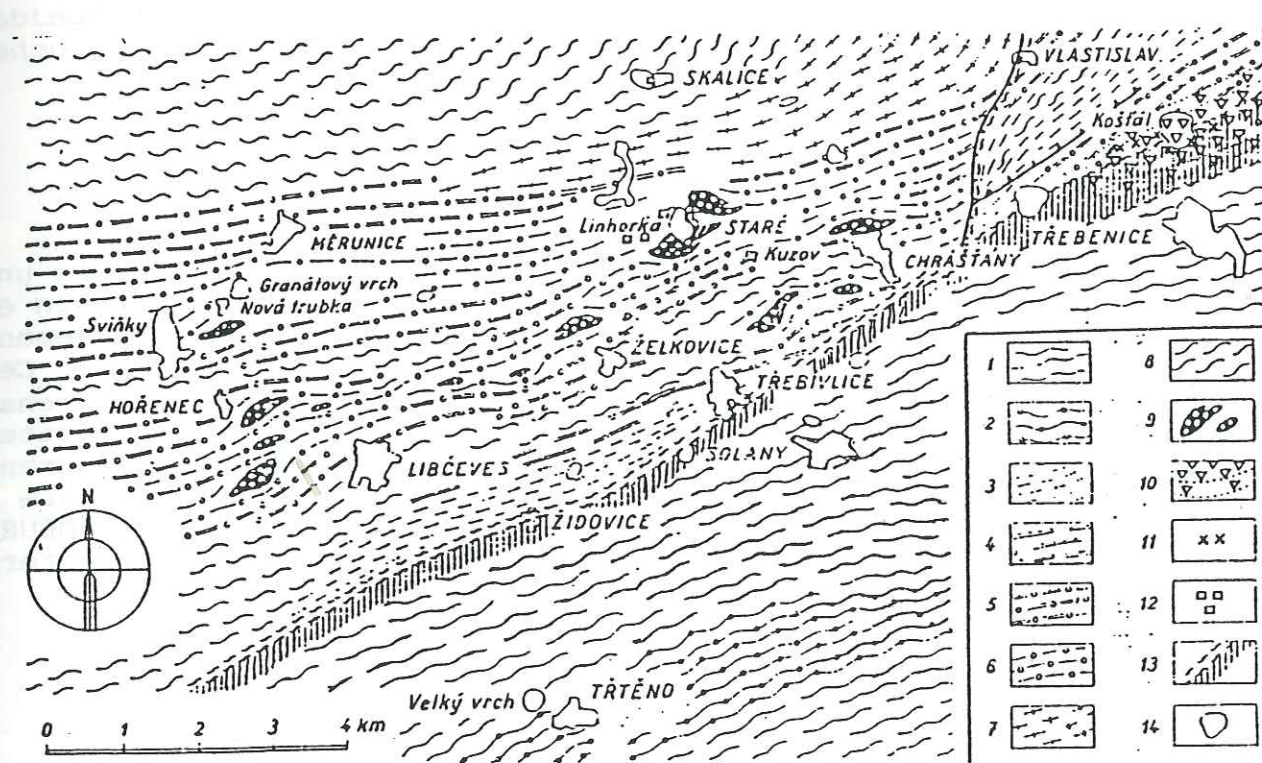


Fig. 7 - Socle cristallin subaffleurant du massif d'Ohre, zone de Litomerice, reconstitué à partir de xénolites et de sondages [d'après KOPECKY & SATTRAN, 1966]: 1 - Complexe phylliteux; 2 - Micaschistes grenatifères et gneiss; 3 - Micaschistes à muscovite et biotite et gneiss; 4 - Paragneiss; 5 - Gneiss à biotite, grenat et disthène; 6 - Granulites; 7 - Orthogneiss à muscovite et biotite; 8 - Migmatites; 9 - Péridotites à grenat; 10 - Syénites à néphéline avec contact métasomatique alcalin; 11 - Hornblendites et pyroxénites alcalines; 12 - Diorite et gabbrodiorite; 13 - Zones faillées; 14 - Diatrèmes tertiaires avec xénolites de roches cristallines.

I-5 Autres secteurs

D'autres exemples d'ultrabasites à grenat ont également été signalés dans le Granulitgebirge [ROST, 1961; DUDEK & KOPECKY, 1966; WERNER, 1981], dans l'Erzgebirgue où il y aurait une lentille de 3 Km d'extension sur 20 à 300 m de puissance près de la localité de Zöblitz [BEHR & al., 1965; HAMEURT, 1967] ainsi que dans les Monts Sowie Gory [Auteurs associés, 1982].

II LA FORET NOIRE

D'après HAMEURT [1967, 1968] quelques îlots de serpentinites, considérés comme mineurs, auraient été cités en Forêt-Noire près de la localité de Todmoos dans les anatexites par MENHERT [1953] (fig. 8). En raison de la présence de métagabbros associés, HAMEURT [1967, 1968] leur confère une origine cumulative. Cependant des associations de leptynites, de paragneiss à sillimanite et grenat, d'amphibolites, de skarns et d'éclogites ont été signalées dans cette zone [WIMMENAUER, 1977 et MATTHES, 1978]. Il s'agit d'associations leptyno-amphiboliques [WIMMENAUER, 1980 et 1984], comparables à celles que l'on rencontre près de Ste-Marie-aux-Mines dans les Vosges [WIMMENAUER, 1988] où des péridotites à grenat sont connues. Ces associations peuvent constituer un indice de la présence des ultrabasites à grenat car elles appartiennent au cortège de roches souvent associées aux ultrabasites à grenat (p. 25 à 26).

III LES VOSGES

Dans les Vosges moyennes, HAMEURT [1967, 1968] dénombre une vingtaine de corps de péridotites à grenat sur le versant lorrain et dans la région de Ste-Marie-aux-Mines (fig. 8), exclusivement associées à des leptynites et des gneiss migmatitiques. Ces péridotites contiennent des reliques d'olivine (For_{90}), de grenat riche en pyrope souvent kelyphitisé, de cpx, d'opx et de picotite. Dans les massifs du versant lorrain certains échantillons montrent une densité importante de grenats dont certains peuvent atteindre 2 cm. de diamètre. En s'appuyant sur des données géochimiques HAMEURT confère une origine mantellique à ces massifs et admet le caractère primaire du grenat.

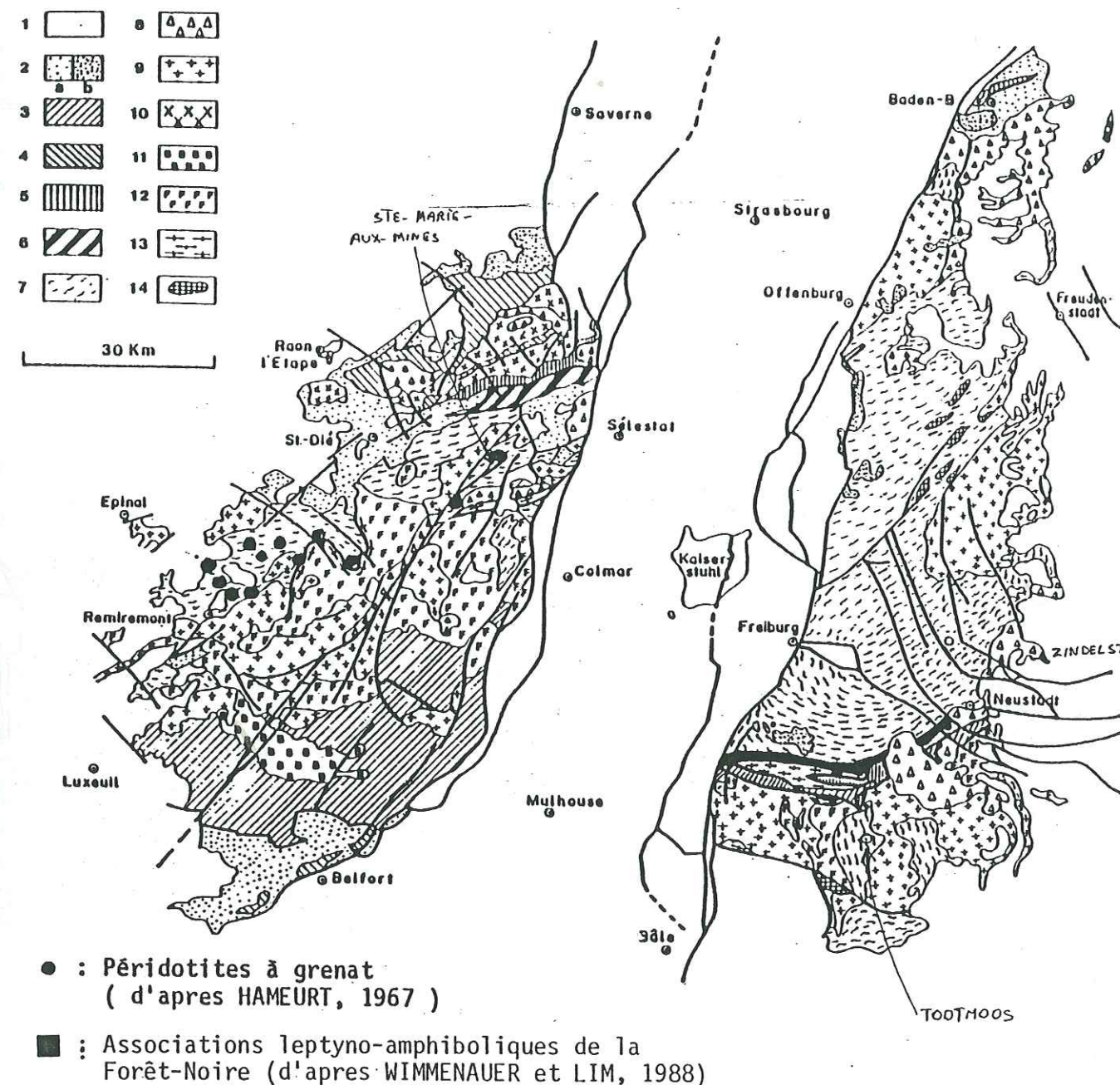
IV LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Dans le Massif Central Français les ultrabasites à grenat sont rares. Les régions où elles ont été signalées jusqu'à maintenant sont le Limousin, le Haut-Allier, la Marche et les Monts du Lyonnais (fig. 9) et peut-être la Sioule.

IV-1 Le Limousin

Dans le Limousin d'après BONNOT & PIBOULE [1980] il existe deux types d'ultrabasites à grenat associées à des formations mésozonales ou catazonales.

1° type: Il est représenté par quelques très rares massifs (Puy Robis [BERGER, 1977], Sauviat [CHENEVOY, 1958; COFFRANT, 1971], La Ganne à Magnac Bourg [MOUTHIER, 1976], près de Seilhac [BRIERE, 1920]) et correspond à d'anciens cumulats. Le grenat secondaire est issu de l'éclogitisation du matériau par réaction entre l'olivine et les plagioclases au cours du métamorphisme de haute pression éohercynien. Des lits d'éclogites à disthène constituent des rubanements au sein de ces matériaux. Elles dériveraient d'anciennes troctolites ou de péridotites plagioclasiques.



1. Terrains secondaires, tertiaires, quaternaires

2. Permien a : sédimentaire
b : volcanique

3. Vésien des Vosges du Sud et Dévonien-Dinantien de Forêt-Noire

4. Dévonien-Dinantien du Belfortais et de la Bruche.

5. Siluro-Ordovicien ; Paléozoïque non daté en Forêt-Noire.

6. Série de Villé (Précambrien) et formations du Clémont.

7. Gneiss et migmatites.

8. Granites intrusifs tardi-hercyniens.

9. Granites intrusifs hercyniens.

10. Granodiorites et diorites des Vosges du Nord.

11. "Granite" (monzonite quartzique) des Ballons.

12. Granito-Gneiss, granites de granitisation, granites fondamentaux (partiellement réactivés) ; granodiorites in-situ en Forêt-Noire.

13. Granites syncinématiques.

14. Syénites micacées, diorites micacées (vaugnériles).

Fig. 8 - Grandes unités géologiques des Vosges et de la Forêt-Noire [d'après VON ELLER & FLUCK, 1977].

2° type: Il est représenté uniquement à ce jour par le massif de l'Artige qui est incorporé dans les gneiss à biotite-sillimanite - orthose. Ces ultrabasites sont laminées et présentent des rubans de pyroxénites variées. Ces deux auteurs attribuent à ce massif une origine mantellique en se basant sur la présence d'inclusions de grenat dans les olivines et sur des conditions physiques obtenues. Leur mise en place se ferait par écaillage mantellique au cours du métamorphisme. MAILLET [1987] rattache à ce type les massifs de La Rebière près de Thiviers et du Lonzac, bien qu'ils ne contiennent pas de grenat et se rapportent au faciès lherzolite à spinelle.

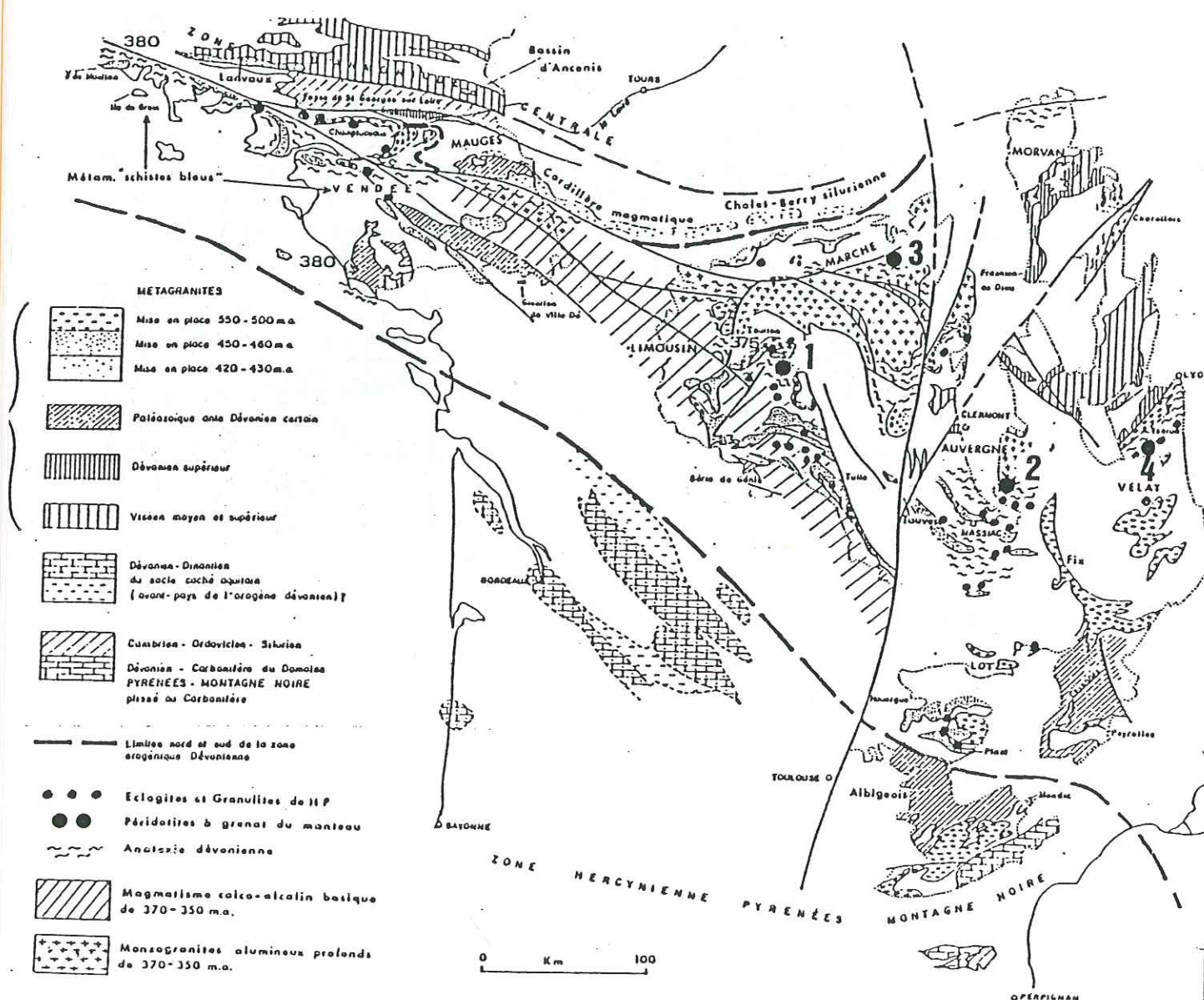


Fig. 9 - Localisation des périodotites à grenat mantelliques dans le Massif Central Français [d'après AUTRAN & COGNE, 1980]: 1 - Le massif de l'Artige, 2 - Le massif des Courtilles (rajouté), 3 - Le massif d'Auge et 4 - Les Monts du Lyonnais.

IV-2 Le Haut-Allier

En Haut-Allier, FORESTIER [1961] décrit parmi une centaine de gisements de serpentinites trois massifs d'ultrabasites à grenat. Le plus important est celui des Courtilles. Il s'agit de périodotites à grenat kelyphitisé et spinelle (picotite et pléonaste), serpentinisées et amphibolitisées. Les deux autres plus petits sont ceux de Colombie et des Lardons. Ils sont associés à des granulites à disthène et almandin [LASNIER, 1968]. En 1977 LASNIER complète dans sa thèse cet inventaire en signalant les massifs de Feneyrolles, Souleyte, Cusse, Le Madel et la Pervanchère. D'après lui le grenat serait secondaire, mais considère ces matériaux comme mantellique.

IV-3 La Marche

Le massif d'Auge, de forme elliptique, orienté NE-SW et inséré dans des anatexites, a été signalé par YANGKIEH [1932] à 11 Km à l'Ouest de Chambon-sur-Voueize. En 1972, à la faveur du remembrement de la commune une coupe est levée par PIBOULE. Ce massif présente localement un rubanement du à l'alternance de trois types de matériaux [ZAPPETTINI, 1983]:

1° des grenatites primaires à texture granoblastique à granuloblastique [SPRY, 1969; MORRE, 1973; COLLERSON, 1974];

2° des périodotites à spinelle;

3° des lherzolites à spinelle et grenat composées d'olivine, de pyroxène et de spinelle à coronite de grenat.

Les cristaux d'olivine ($Fe_{86.8-87.2}$) sont isolés, associés aux pyroxènes ou en inclusion dans les grenats. Les cristaux de cpx et plus rarement d'opx sont très alumineux (3% d' Al_2O_3). Les cristaux de spinelle brun rouge foncé sont riches en chrome et en fer. Enfin les grenats sont riches en pyrope (57,7 à 60 %). ZAPPETTINI [1983] considère qu'une lherzolite située à la limite des champs de stabilité du spinelle et du grenat est à l'origine de ce massif. Les spinelles sont coronitisés au cours du refroidissement de ce matériau. Il attribue à la granulitisation le recuit important qui affecte ces matériaux et la kelyphitisation des grenats.

IV-4 Les Monts du Lyonnais

Les principaux massifs d'ultrabasites à grenat sont ceux du Bois des Feuilles et de Chagnon décrits par LASNIER [1971] et BLANC [1981] dont il sera question ici. Le gisement d'éclogites de Saint - Joseph [COFFRANT & PIBOULE, 1971] contient accessoirement quelques serpentinites à rubanements webstéritiques.

V VENDEE - ARMORIQUE MERIDIONALE

De nombreux exemples de périodotites dont beaucoup sont à grenat sont citées en Armorique méridionale. Elles forment un alignement de la Loire Atlantique [COGNE, 1966; LASNIER, 1968; MARCHAND, 1988] jusqu'à la baie d'Audierne [COGNE, 1960]. Elles sont rubanées, associées à des granulites, leptynites et gabbros, contiennent des pyroxénites à grenat [FORESTIER, 1977] et ont été soumises aux métamorphismes granulitiques et intermédiaires [FORESTIER & al., 1973]. Leurs origines sont floues et très discutées: pour FORESTIER et al.

[1974] et FORESTIER [1977] elles prolongent vers l'Ouest la série granulite-péridotite à grenat d'affinité sous-continentale de la Chaîne Varisque, pour d'autres [DUBUISSON & al., 1987] il s'agirait de reliques ophiolitiques d'un paléocéan pré-varisque en raison de la présence et de la nature des gabbros associés.

VI PENINSULE IBERIQUE OCCIDENTALE

VI-1 Complexe d'Ordenes

Cette région a été étudiée par l'école hollandaise [VOGEL, 1967; WARNAARS, 1967; MAASKANT, 1970; HUBREGTZE, 1973]. Les roches basiques et ultrabasiqes, intimement associées, affleurent dans des gneiss et des granu lites à la périphérie du complexe d'Ordenes et au Cap Ortegal (fig.10). Ce complexe, composé de grauwackes et d'ophiolites paléozoïques polymé tamorphisées, correspondrait à une unité allochtone reposant sur une série para-autochtone protérozoïque comprenant de la base au sommet les roches ultrabasiqes et basiques, les granulites et les gneiss catazonaux à mésozonaux [BAYER & MATTE, 1979; IGLESIAS & al., 1981].

La plupart des ultrabasites correspondent à des lherzolites à spinelle et grenat. Ce dernier se présente généralement en coronites autour des pléonastes. Ces lherzolites présentent des rubanements de pyroxénites à grenat, de pargasitites, harzburgites et dunités. Les roches basiques associées (gabbros et troctolites) permettent aux auteurs d'envisager une origine cumulative [ANTONIOZ & al., 1973; VAN CALSTEREN, 1978]. Le grenat serait issu de l'éclogitisation de ces matériaux. Toutefois, bien qu'il n'envisage pas une origine mantellique, MAASKANT [1970] décrit des pyroxénites à grenat pour lesquelles il propose un scénario génétique identique à celles décrites par SCHARBERT & CARSWELL [1983] en Basse Autriche. Cette analogie ainsi que l'association de ces ultrabasites avec des granulites et des gneiss conduisent à adopter une certaine prudence. Peut-être faut-il envisager comme dans le Limousin la coexistence dans la même région de deux types de matériaux d'origines distinctes ?

VI-2 Nord du Portugal

Dans le nord du Portugal les massifs de Bragança et de Morais prolongent les unités de gneiss, granulites, ultrabasites et roches basiques d'Ordenes [IGLESIAS et al., 1981]. Les ultrabasites de Bragança répondent aux mêmes descriptions que celles d'Ordenes [ANTONIOZ et CORREA, 1973]. D'après ces auteurs elles présenteraient à la fois des caractères infracontinentaux (données géochimiques, texture plastique et absence de cumulat) et des caractères infraocéaniques (harzburgites, dunités à chromite et troctolites). De ce fait pour ces auteurs leur origine reste ambiguë.

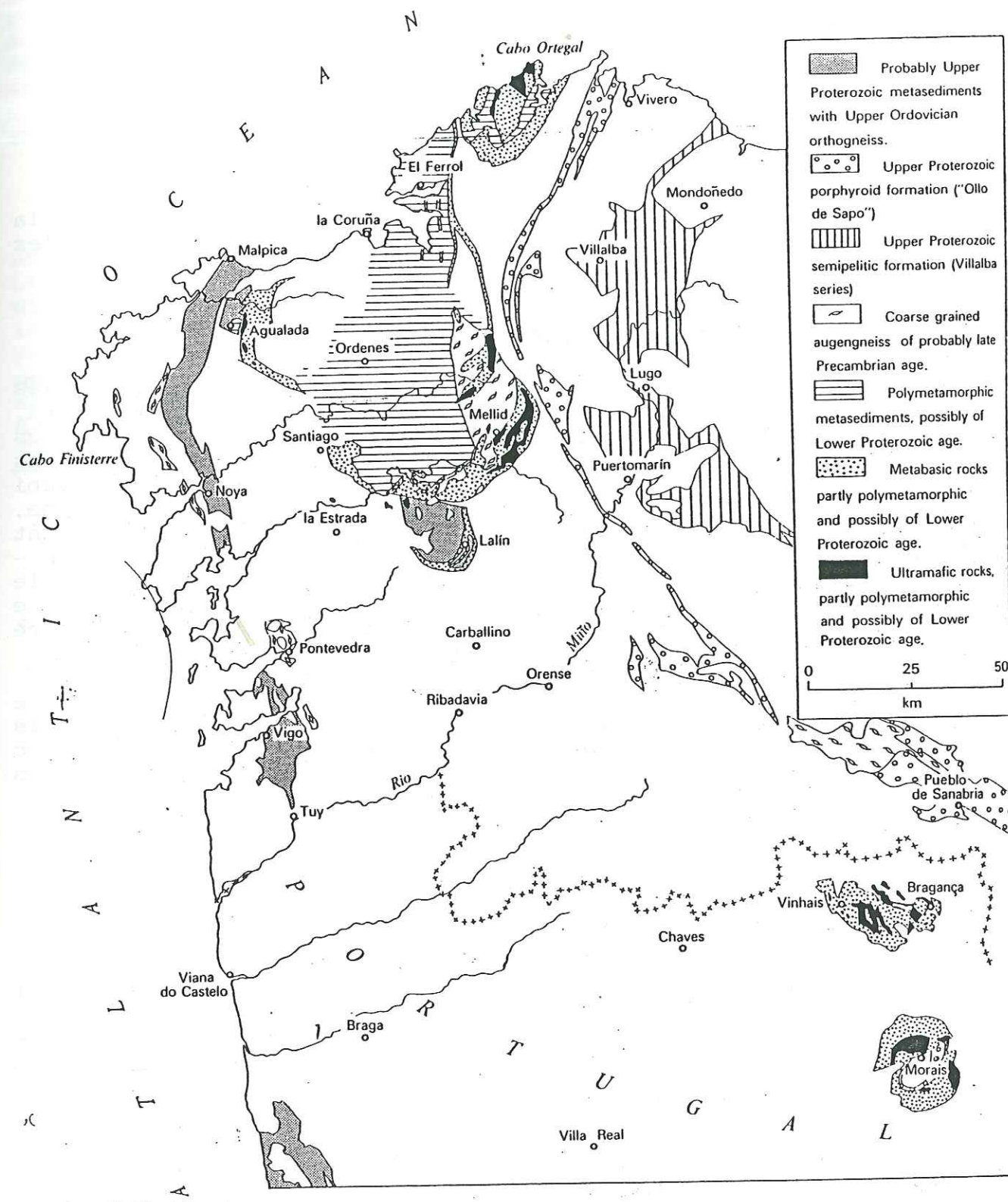


Fig. 10 - Distribution des formations "précambriennes" dans le N.W. de la péninsule ibérique [d'après BARD et al., 1970 et ENGELS et al., 1972 dans DEN TEX, 1977].

CARACTERISTIQUES DES ULTRABASITES A GRENAT

ET DES ENSEMBLES CATAZONAUX ASSOCIES DE LA CHAINE VARISQUE

I LES ROCHES ULTRABASIQUES A GRENAT

Cet inventaire rapide des roches ultrabasiques à grenat de la Chaîne Varisque permet de dégager d'après les descriptions et les origines invoquées par les auteurs trois grands types.

I-1 Les métacumulats ultrabasiques éclogitisés

Ces matériaux sont des lherzolites à spinelle et grenat dont les associations minérales comportent: olivine, plagioclase, opx, cpx, spinelle (souvent pléonaste) et grenat. Ce dernier se rencontre sous forme de coronites autour des spinelles ou au contact des anciens plagioclases et de l'olivine. Ces roches à texture laminée ayant subi une déformation cisailante alternent avec des éclogités à disthène, des harzburgites, des dunites et des pargasitites. Enfin elles sont intimement associées à des roches basiques - gabbros et troctolites - d'origine cumulative. Les massifs du Limousin tels que Sauviat et le Puy Robis sont des exemples types. Dans ce dernier massif l'origine des protolites des ultrabasites à grenat a été clairement démontré [BERGER, 1977; CHENEVOY, 1958; COFFRANT, 1971].

Ce type est probablement présent en Forêt-Noire, en Armorique méridionale et dans la péninsule ibérique. Il convient toutefois d'être prudent à leur sujet en raison de nombreux points communs avec le matériau suivant qui ont pu contribuer à des confusions et des erreurs d'affectation génétique.

I-2 Les lherzolites à spinelle et grenat

Les lherzolites à spinelle et grenat ont une texture laminée, porphyroclastique, mylonitique et plastique. Les reliques minérales, très déformées, sont les mêmes que dans les matériaux précédents, mais sans plagioclase et les spinelles correspondent plus fréquemment à des picotites. Ces roches alternent souvent avec des harzburgites à spinelle, des métapéridotites et des dunites et contiennent des lits de pyroxénites variées. Ces critères rappellent les ultrabasites des massifs de "type Alpin" dont certains exemples sont présentés au chapitre IV. L'absence de cumulat basique renforce la différence avec le type précédent. Elles affleurent souvent à la périphérie des massifs granulitiques [FORESTIER, 1971; MACHART, 1984]. Le massif de l'Artige est l'exemple type, auquel peuvent être rapprochés les massifs appartenant au second type de MACHART [1984] en Bohême méridionale et le massif de Namest ou Mohelno. Peut-être faut-il envisager leur coexistence avec le premier type - à l'échelle régionale cette association est observée en Limousin [BONNOT & PIBOULE, 1980] - mais aussi avec des ophiolites en Armorique méridionale, dans le complexe d'Ordenes et de Bragança.

Des rubans de pyroxénites à grenat intimement associés à ces lherzolites ont souvent été décrits ou signalés: Basse Autriche [SCHARBERT 1973; SCHARBERT & CARSWELL, 1983], Bory [MISAR & al, 1984] et l'Artige [BONNOT & PIBOULE, 1980]. Longtemps assimilées aux éclogités métamorphiques [DUDEK, 1971], ces pyroxénites contiennent des proportions variables de cpx, d'opx, de grenat, d'olivine, de spinelle, d'ilménite et d'amphibole. Ces rubans se rencontrent aussi dans les massifs ultrabasiques de "type alpin" et sous forme de xénolites (chapitre IV).

I-3 Les dunites à grenat

Les dunites à grenat, beaucoup moins fréquentes que le faciès précédent, se caractérisent par la présence de grenats riches en Py. Les cristaux de grenat en quantité variable sont kelyphitisés, millimétriques à centimétriques, rouge foncé et poecilites à inclusions de cpx, d'olivine et plus rarement de picotite. L'olivine se présente souvent en mosaïque de recuit. Ces roches constituent des enclaves lenticulaires, centimétriques à kilométriques, insérées dans des granulites (Skléné [FIALA, 1966], les corps lenticulaires d'Ohre [KOPECKY & SATTRAN, 1966] et les péridotites des Vosges [HAMEURT, 1967 - 1968]).

II LES ENSEMBLES CATAZONAUX ASSOCIES

Les ultrabasites à grenat sont typiquement enclavées dans des granulites ou des gneiss catazonaux (Skléné, Vosges, Bory), affleurent à la périphérie des massifs granulitiques (Bohême méridionale) ou forment la base de séries granulitiques et gneissiques (Armorique et Ibérie occidentale). D'autres termes particuliers tels que leptynites, amphibolites, éclogités et skarns sont typiquement présents dans les séries et constituent les associations leptyno-amphiboliques [FORESTIER, 1961; SANTALIER et al., 1988].

II-1 Les granulites

Les granulites associées aux ultrabasites à grenat constituent le groupe I de PIN & VIELZEUF [1983], rapporté aux stades précoces de l'orogénèse hercynienne (430-400 Ma). Elles affleurent sous forme de corps lenticulaires décimétriques à kilométriques dans les paragneiss catazonaux en compagnie de roches accidentelles telles que marbres, charnockites acides et basiques et des éclogités. Ces séries appartiennent à des unités souvent allochtones [RIES & SHACKLETON, 1971; BURG & MATTE, 1978; BEHR & al., 1984; RAJLICH & al., 1986] provenant des zones les plus internes de la Chaîne Hercynienne et rétrotransformées dans le faciès amphibolite pendant leur charriage.

D'après PIN & VIELZEUF [1988] les paragénèses primaires de H.P. de ces granulites sont soit à disthène pour les faciès alumineux soit à cpx-grenat-quartz pour les faciès basiques. Ces auteurs estiment les conditions de formation entre 13 et 20 Kb pour 800°C. Les grenats zonés et polygénétiques montrent cependant une évolution polyphasée. La phase paroxysmale a été précédée d'une évolution prograde en Basse Autriche et dans le Massif Central Français et suivie par des phases secondaires de pression régulièrement décroissante, entraînant la rétroformation du disthène en sillimanite (Basse-Autriche, Vosges, Monts du Lyonnais ...). Selon PIN & VIELZEUF [1988] les paragénèses secondaires successives sont à:

- cpx-grenat-plagioclase-quartz et opx-grenat-plagioclase-quartz qui montrent de nombreuses couronnes réactionnelles (les conditions PT sont estimées à 10 Kb pour 860°C, 17 Kb - 800°C dans les Sudètes).

- opx-grenat-biotite-plagioclase-feldspath potassique-quartz-ilménite comme par exemple le complexe de Podolsko en Bohême qui serait une relique granulitique au sein de migmatites (5 < P < 10 Kb).

II-2 Les complexes leptyno-amphiboliques

Le terme de complexe ou d'association leptyno-amphibolique (C.L.A.), typiquement français, a été créé en 1961 par FORESTIER dans le Haut-Allier. Il désigne des ensembles de roches acides (leptynites) et de roches basiques à ultrabasiques, étroitement associées à des gneiss à biotite et sillimanite. Depuis sa création il a été appliqué à de nombreux ensembles répondant à ces critères mais dont la diversité fait qu'actuellement sa définition est discutée [SANTALIER et al., 1988].

En ce qui concerne les complexes associés aux péridotites à grenat, LASNIER [1968] pour les Monts du Lyonnais, LASNIER [1977] et BURG [1977] pour le Haut-Allier s'accordent sur le caractère plus ou moins rétro-morphosé des reliques de haute pression qu'ils contiennent. Cette rétro-morphose, catazonale à mésozonale, a été accompagnée par des déformations importantes de type chevauchement [BURG, 1977; BURG & MATTE, 1978]. Les reliques de H.P. et la rétro-morphose sont datées respectivement du Silurien et du Dévonien.

Les C.L.A. qui accompagnent les péridotites à grenat dans le Massif Central Français et les Vosges comportent également des skarns et des cipolins accidentels.

II-3 Les gneiss

Les gneiss qui contiennent les granulites et les C.L.A. sont d'origine para ou orthodérivée. Mais leur métamorphisme catazonal à mésozonal est tardif par rapport à l'éclogitisation et la granulitisation.

III CONCLUSION

En conclusion, dans la Chaîne Varisque, deux grandes variétés d'ultrabasites à grenat "primaire" sont décrites:

1) des lherzolites à spinelle et grenat à texture porphyroclastique, mylonitique et laminée, intimement associées à des lits de pyroxénites à grenat variées;

2) des dunites à grenat.

Ces ultrabasites sont insérées dans des ensembles granulitiques catazonaux ou mésozonaux, dont le métamorphisme est lié à des événements éohercyniens. Ils sont soit à la périphérie de ces ensembles (type 1), soit en inclusions protolitiques (type 2). Elles peuvent être accompagnées d'un cortège ultrabasique non grenatifère et d'associations leptyno-amphiboliques.

CHAPITRE III

ORIGINES POSSIBLES DES ULTRABASITES A GRENAT ET ROCHES ASSOCIEES DE LA CHAINE VARISQUE

I ORIGINE DES PERIDOTITES A GRENAT

I-1 Les métacumulats ultrabasiques éclogitisés

En se basant sur des critères de terrain (stratification, caractères texturaux), minéralogique (coronites de grenat autour des spinelles) et pétrographiques (association avec des gabbros ou troctolites) les auteurs s'accordent sur leur origine cumulative [HAMEURT, 1967; VAN CALSTEREN, 1977; BONNOT et PIBOULE, 1980]. L'apparition du grenat serait consécutive à une éclogitisation de ces cumulats lors d'un métamorphisme général HP-HT éohercynien, antérieur au métamorphisme régional barrovien.

I-2 Les lherzolites à spinelle et grenat

Malgré leur grande similitude avec les métacumulats éclogitisés et la présence fréquente de couronnes de grenat autour des grains de spinelle qui suggère une "éclogitisation" tardive [LASNIER, 1977], la plupart des auteurs leur attribuent une origine mantellique. Pour cela ils utilisent plusieurs arguments:

1° des critères de terrain: absence de cumulat, orientation différente de celle des roches encaissantes, texture mylonitique, association avec des matériaux crustaux (granulites et gneiss);

2° Leur analogie avec les ultrabasites des massifs de type alpin et les xénolites des kimberlites et des basaltes alcalins (chapitre IV);

3° les températures et les pressions obtenues par géothermobarométrie à partir des rubans pyroxénitiques associés, qui varient respectivement entre 1100 et 1400°C et 20 et 35 Kb, correspondent à des conditions mantelliques.

Cependant pour certains auteurs ces massifs correspondraient à la base de séries ophiolitiques dispersées par la tectonique. Cela serait le cas pour le massif de l'Artige selon MERCIER & al. [1982] et DUBUISSON & al. [1987].

I-3 Les dunites à grenat

Tous les auteurs qui ont décrit ces matériaux leur attribuent une origine mantellique. Ils se basent sur des critères géochimiques [HAMEURT, 1968] et surtout sur leur similitude avec des xénolites de kimberlites et des basaltes alcalins.

I-4 Coexistence d'ultrabasites à grenat d'origines diverses

La coexistence d'ultrabasites à grenat d'origines diverses n'est pas à négliger dans la chaîne Varisque. BONNOT et PIBOULE [1980] évoquent une dualité d'origine pour les ultrabasites à grenat du Limousin. ANTONIOZ [1973] note des indices infracontinentaux et infraocéaniques pour les ultrabasites de Bragança, sans pouvoir trancher sur leur origine. De même HAMEURT [1967] distingue les péridotites à grenat des Vosges des ultrabasites de la Forêt-Noire associées à des gabbros. Enfin—MACHART [1984] fait la distinction entre les péridotites à grenat mantelliques et celles qui ont des aspects de cumulats. Une dualité d'origine pourrait être à envisager pour les péridotites à grenat d'Ordenes (p. 22).

ROCHE	CARACTERISTIQUES	ROCHES ASSOCIEES	ORIGINE INVOQUEE	EXEMPLE TYPE
Métacumulat ultrabasique éclogitisé	* RELIQUES: olivine, opx, cpx, spinelle (pléonaste), grenat et plagioclase * TEXTURE: laminée et plastique	* Eclogites à disthène * Alternances avec des harzburgites, dunités et pargasitites. * Troctolites et gabbros * Granulites, gneiss et leptynites	Cumulats éclogitisés	* Sauviat et Puy Robis (Limousin)
Lherzolite mylonitique à spinelle et grenat	* RELIQUES: olivine, opx, cpx, spinelle (picotite) et grenat * TEXTURE: laminée, mylonitique et plastique	* Alternances avec des dunités, des harzburgites à spinelle et des serpentinites. * Rubanements de pyroxénolites à grenat. * Granulites, gneiss et leptynites	Ophiolitique (MERCIER et al., 1982) Mantellique sous continentale (BONNOT, 1978)	* l'Artige, Chagnon (M. Central Français) * Namest et Mohelno (Bohême)
Dunite à grenat	* RELIQUES: olivine, et grenat riche en pyrope, kelyphitisé, poecellitique avec des inclusions d'olivine et de cpx	* Directement incorporées dans des granulites où des gneiss sous forme de protolites lenticulaires	Mantellique	* Skléné et Litomerice (Bohême) * Vosges * Bois des Feuilles

TABLEAU n° 1 - Caractéristiques principales et origines invoquées des trois grandes variétés d'ultrabasic à grenat à grenat décrites dans la Chaîne Varisque.

II ORIGINES DES PYROXENITES A GRENAT

Longtemps assimilées aux éclogitites [DUDEK, 1971], les pyroxénites à grenat sont très diversifiées et leur origine est encore très discutée. SCHARBERT [1973] et SCHARBERT & CARSWELL [1983] démontrent leurs différences avec les éclogitites des séries cristallophyliennes: les cpx sont des augites alumineuses ou des diopsides chromifères et non des omphacites et leur rapport AL IV / AL VI est supérieur à 1. De plus ces minéraux offrent de fréquents zonages et des exsolutions que ces auteurs rapportent à des épisodes tardifs de refroidissement par rapport à l'épisode thermique paroxysmal initial. En réalité ces matériaux n'ont pas été tellement étudiés dans le cadre des ultrabasites de la chaîne Varisque. Cependant ils offrent de grandes similitudes avec les pyroxénites des massifs de type alpin et les xénolites des basaltes alcalins et les kimberlites (chapitre IV).

III ORIGINES DES ROCHES ASSOCIEES

III-1 Origines des granulites

Selon PIN & VIELZEUF [1988] les granulites représenteraient des roches supracrustales para ou orthodérivées, portées sous des conditions P/T mantelliques. Ceci est attesté par les conditions de cristallisation obtenues (13-20 Kb. et 750-840°C) [NICOLLET et al., 1979; PIN et VIELZEUF, 1988]. Pour les granulites de la chaîne Varisque ceci se serait produit à un stade précoce de l'édification de la chaîne vers 450-400 Ma. [DUTHOU et al., 1981].

III-2 Origines des C.L.A. de la chaîne Varisque

Les roches acides et basiques qui composent ces associations sont d'affinité tholéitique ou calcoalcaline [SANTALLIER & al., 1988]. Les âges des protolites seraient compris entre 500 et 460 Ma. Le tableau n° 2 résume les principales caractéristiques et origines invoquées des C.L.A.

LOCALISATION	MAGMATISME	AGE PROTOLITE	DEGRE METAMORPHISME	AGE(S) METAMORPHISME	LITHOLOGIE
Haut-Allier + Cézaillier	A (CA) B (Th) UB	464 Ma.	Catazonal puis Mésozonal	Silurien (432 Ma.) puis Dévonien	Pélites, gneiss feldspaths et marbres
Monts du Lyonnais	A + B (Th) affinités continentales	500 Ma.	Catazonal puis Mésozonal	Silurien puis Dévonien	Paragneiss
Vosges	A + B (dont Sp-Ker) (CA)	Paléozoïque inférieur	Catazonal	Silurien ? puis Dévonien ?	Gneiss + cipolins

TABLEAU n°2 - Extrait des caractéristiques des associations leptyno-amphiboliques actuellement reconnues en France [SANTALLIER & al., 1988]. A: acide, B: basique, UB: ultrabasique, Ca: calcoalcalin, Th: tholéitique, Sp-Ker: spilite et kérophyre.

IV EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE HERCYNienne FRANCAISE

L'évolution tectonometamorphique polyphasée de la Chaîne hercynienne française est résumée par BOUCHARDON & al. [1988] à partir des travaux de SANTALLIER & al. [1983] et SANTALLIER & al. [1986]. Ces auteurs distinguent quatre événements tectonometamorphiques principaux d'effet dynamique décroissant et postérieurs à une période distensive cambro-ordovicienne.

1° Le métamorphisme éclogitite-granulitique d'âge silurien se caractérise dans le domaine interne de la chaîne par des séries à paragenèses métamorphiques de haute pression et coïncide avec une période de compression.

2° Le métamorphisme de moyenne pression et moyenne température d'âge dévonien et carbonifère inférieur, correspond à des mouvements de collision et a généré les foliations régionales successives.

3° Le métamorphisme de B.P. H.T. termine l'histoire tectono-métamorphique complexe de la chaîne hercynienne à la suite de la mise en place des granites du carbonifère supérieur.

V SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

V-1 Modèles diapiriques

Pour certains auteurs les massifs ultrabasiques observés au sein des séries cristallophyliennes se seraient mis en place par des processus diapiriques mantelliques. Pour cela DRURY [1980] s'appuie sur les anomalies gravimétriques positives occasionnées par les massifs de péridotites d'Ordernes suggérant un enracinement profond. Une fusion partielle du diapir lors de son ascension aurait fourni les matériaux à l'origine des granulites et des gneiss qui seraient alors d'origine ortho. KORNPROBST et VIELZEUF [1984] placent cette ascension au cours d'un épisode distensif précoce. Ils font intervenir ensuite une phase compressive qui aurait incorporé et démantelé les ultrabasites dans les granulites. FIALA [1966] propose une incorporation purement tectonique des ultrabasites dans les granulites. Mais cette idée ne satisfait pas MISAR & al. [1984] car elle n'explique pas l'association des ultrabasites supposées mantelliques avec des matériaux superficiels tels que des skarns.

V-2 Evolution géodynamique avec collision

La majorité des auteurs s'accordent sur le fait que les reliques granulitiques de H.P. témoignent de l'existence d'un surépaississement crustal ayant conduit à leur formation. Pour expliquer ce phénomène deux modèles de géodynamique compressive active ont été développés.

Le premier modèle est une collision intracontinentale. Pour les massifs de Bohême ZEMAN [1980] parle de zones d'accrétion de blocs continentaux "sialiques" pendant l'orogénèse cadomienne. Ces zones auraient ensuite été affectées par des zones "mobiles" qui auraient été le lieu de production des granulites. Ce modèle ne satisfait pas PIN & VIELZEUF [1988] en raison de la précocité du métamorphisme de H.P. (silurien) par rapport à la collision et l'absence de volume important de sédiments clastiques traduisant le voisinage de reliefs élevés au paléozoïque moyen.

Le second modèle, partagé par un plus grand nombre d'auteurs est celui de zones de subduction [BONNOT & PIBOULE, 1980; NICOLAS, 1984; PIN & VIELZEUF 1983 et 1984]. Leur présence serait attestée par la présence d'éclogites, de roches se rapportant au faciès schistes bleus [PEUCAT & COGNE, 1977] et un gradient T/P faible [ENGEL & al., 1974; VAN DER WEGEN, 1978]. BONNOT & PIBOULE [1980] et PIN & VIELZEUF [1983] suggèrent que ces zones de subduction ont fait disparaître une croûte préalablement amincie. Elles auraient entraîné du matériel crustal superficiel à des profondeurs mantelliques, incorporant au passage des lambeaux du manteau supérieur. Les conditions physiques extrêmes affectant ces matériaux auraient donné les granulites.

KORNPROBST & al. [1970], PIN & VIELZEUF [1983, 1988], MATTE [1986] introduisent la notion de nappes varisques. Il s'agirait de grandes unités crustales charriées comprenant de la base au sommet les ultrabasites, les granulites et les gneiss, mises en place au

cours des 2° et 3° phases. Les zones d'enracinement de ces nappes correspondraient à ces associations granulites-ultrabasites à grenat (ex: nappe de Champtoceaux). L'existence de ces structures et leurs extensions géographiques sont confirmées par la géophysique [BAYER & HIRN, 1987]. Elles expliquent les anomalies positives gravimétriques et magnétiques fréquemment observées au niveau de ces associations.

VI CONCLUSION

Il existe dans la Chaîne Varisque deux types de matériaux ultrabasiques à grenat issus de processus intramantelliques plus ou moins complexes (diapirisme?):

- * des lherzolites à spinelle et grenat, associées à des pyroxénites à grenat:

- * des dunites à grenat.

D'après les données bibliographiques sur les roches associées (granulites et associations leptyno-amphiboliques) et l'évolution tectonométamorphique de la chaîne Hercynienne, ces corps mantelliques se seraient mis en place dans des conditions granulitiques (750 - 840 °C et 13 - 20 Kb) au cours d'une phase tectonique compressive (collision intracontinentale ou zone de subduction). L'événement granulitique serait intervenu au Silurien alors que les événements compressifs seraient d'âge dévonien.

AUTRES EXEMPLES DE GISEMENTS D'ULTRABASITES A GRENAT

I PROBLEMATIQUE

Les massifs mantelliques de la Chaîne Varisque offrent de nombreuses analogies avec les massifs ultrabasiques sous-continentaux de "Type-Alpin" ou "complexes ultramafiques"⁽¹⁾. Ces derniers montrent aussi de nombreuses affinités texturales, minéralogiques et pétrographique avec les enclaves ultrabasiques des basaltes alcalins et des kimberlites. CONQUERE [1978] attribue ces analogies à des processus identiques à l'échelle du globe. Ces arguments déjà utilisés par cet auteur à propos des "complexes ultramafiques" de l'Ariège seront à la base des critiques des modèles actuels de mise en place proposés pour les massifs du Massif Central Français. De plus à l'inverse des roches de la Chaîne Varisque, les ultrabasites des "complexes ultramafiques" et surtout des xénolites n'ont pas subi les effets des métamorphismes hercyniens. Ainsi certaines observations faites sur les roches des Monts du Lyonnais et du Limousin, identiques aux deux autres types de gisement ne pourra en aucun cas être attribuées à un événement hercynien.

Il a donc paru nécessaire de décrire brièvement dans ce chapitre quelques exemples de "complexes ultramafiques" et les caractéristiques principales connues des xénolites ultrabasiques. Parmi les points communs mis en relief par ce bref examen on peut déjà dire:

- que les paragenèses primaires sont à bronzite alumineuse et calcique et cpx magnésien et alumineux;

- que les conditions physiques obtenues sont les mêmes et correspondent à la taille et la composition des minéraux:

* les conditions de cristallisation des paragenèses les plus anciennes sont 1300-1500 °C et 30-40 Kb pour les faciès à grenat primaire, 1100-1200°C et 15-20 Kb pour les faciès à spinelle alumineux;

* les conditions isobares d'équilibre sont entre 900-1000°C et peuvent éventuellement s'accompagner d'un recuit;

* une dernière phase de recuit semble affecter les matériaux vers 700-800°C pour une pression inférieure ou égale à 10 Kb.

(1) Le terme de "complexe ultramafique de lherzolites à spinelle, ..." qui sera utilisé dans la suite de ce rapport a été proposé par CONQUERE [1978] pour remplacer celui de "Type-Alpin" qui regroupe des matériaux de nature et d'origine très diverses (p. 56).

II LES "COMPLEXES ULTRAMAFIQUES"

II-1 Le massif du Beni Bouchera (Maroc)

D'une superficie de 70 Km², le massif ultrabasique du Beni Bouchera apparaît sous une série de roches métamorphiques de H.P. se rapportant au faciès granulite (fig. 11). Il est surtout constitué de lherzolites à spinelle appartenant au sous faciès ariégite et de pyroxénolites alumineuses. D'après REUBER et al. [1982] des harzburgites, des dunites avec ou sans grenat existent en quantité moins importante et la fréquence des pyroxénites augmente vers la périphérie.

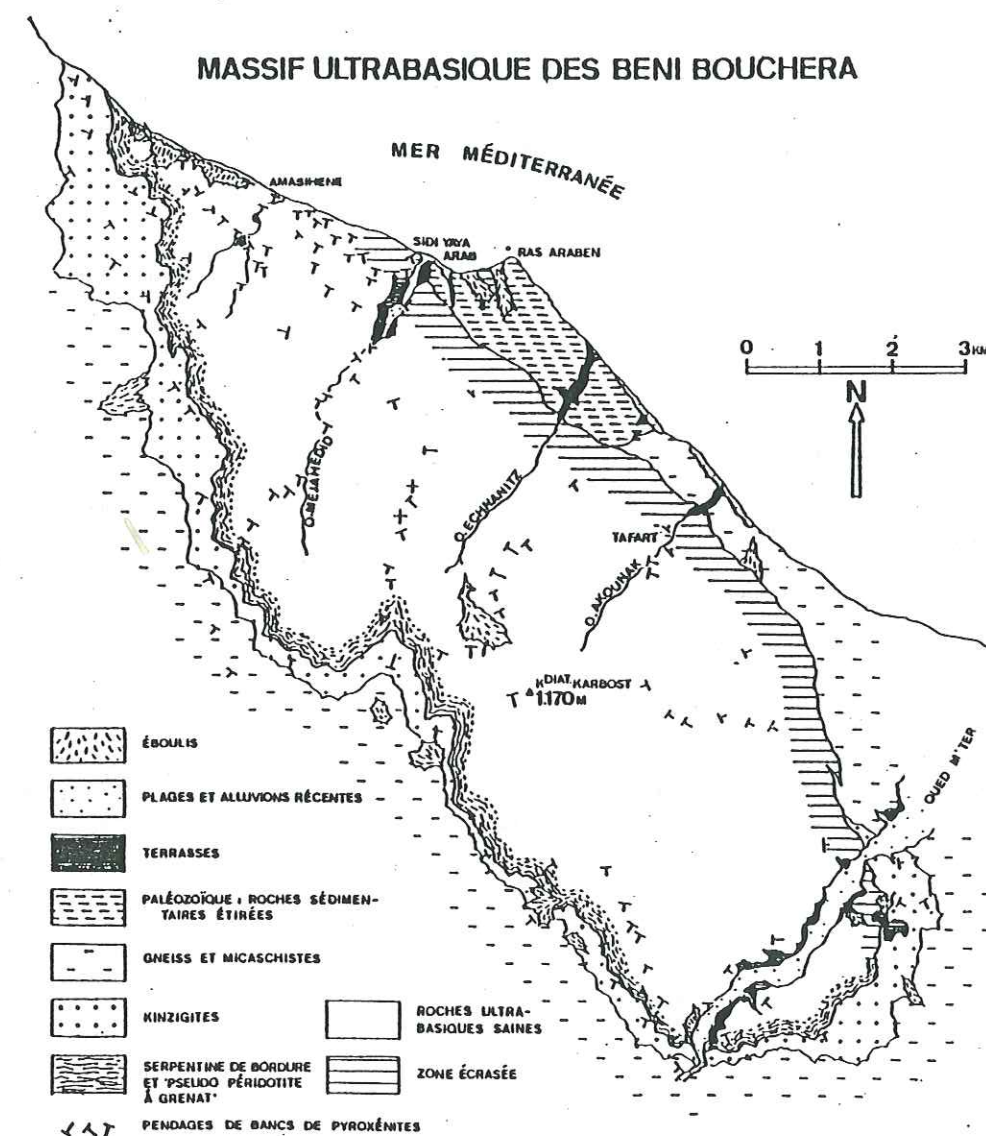


Fig. 11 - Esquisse géologique du massif des Beni Bouchera [d'après KORNPROBST, 1969].

Les péridotites

La texture grenue (protogranulaire) est à cristaux d'opx et plus rarement d'olivine, cpx et spinelle.

L'olivine (Fo₉₁) constitue jusqu'à 60 % de la roche sous forme de cristaux (1 à 5 mm), subautomorphes ou xénomorphes, à extinction ondulante et mûlés mécaniquement. Ils contiennent des gouttelettes (inclusions) jaunâtres de spinelle.

L'opx constitue des lits millimétriques, des alignements de cristaux et plus généralement des porphyroclastes (<8 mm. de long), xénomorphes, interstitiels ou poecilitiques. Les inclusions sont constituées d'olivine, de cpx, de spinelle, plus rarement de minéraux opaques. Ces grands cristaux très alumineux et calciques (jusqu'à 10 % de MgTs et 3,5 % de Wo), sont affectés de fines exsolutions de cpx parallèles au plan (100). D'après KORNPROBST [1969], l'essentiel du Ca est passé dans ces exsolutions impliquant de sensibles variations des conditions physiques lors de la cristallisation. Le bord des gros cristaux et les grains interstitiels correspondent à des conditions physiques moins fortes.

Les cristaux de cpx, de 3 à 4 mm., xénomorphes et à contours irréguliers sont peu abondants, isolés ou associés à des opx pour constituer des nids pyroxéniques. Les plus gros sont des porphyroblastes à extinction onduleuse, à fines exsolutions d'opx et contiennent des inclusions d'olivine et de spinelle. Ces inclusions seraient en réalité des exsolutions car à forte pression le cpx est susceptible de contenir de l'olivine en solution solide [KORNPROBST, 1969].

Les cristaux de spinelle, interstitiels, poecilitiques, contenant des cristaux d'olivine, de cpx et d'opx, peuvent atteindre 1 mm. Ils sont fracturés et les fragments sont disposés en chapelets. Leur teinte varie du rose au brun en fonction de la teneur en chromite.

Les pyroxénites

Les pyroxénites constituent des bancs de 15 cm à 1 m. d'épaisseur et constituent environ 5 % de la série. Elles présentent un zonage symétrique du bord vers le cœur composé d'enstatite, de webstérite et de clinopyroxénite à grenat.

Les cristaux d'opx sont xénomorphes, kinkés et présentent de très rares et fines exsolutions de cpx.

Les cristaux de cpx, xénomorphes, millimétriques, à extinction roulante sont affectés de fines lamelles d'exsolution d'opx, de plagioclase ou de grenat. Les exsolutions de grenat peuvent être aussi interstitielles. Un exemple unique de cpx a révélé des teneurs exceptionnelles en Jd et CaTs, ce qui indique d'après KORNPROBST [1969] des conditions de H.T. et H.P.

Les cristaux de grenat, de 0,1 à 1 cm de diamètre, xénomorphes et en amandes allongées dans le plan du litage sont très abondants dans les clinopyroxénolites. Les plus gros peuvent être considérés comme primaires, mais les plus petits seraient des exsolutions d'anciens cpx [KORNPROBST, 1969]. Les plus gros contiennent des inclusions de cpx, de rutile, de minéraux opaques et d'olivine. Ils sont riches en almandin et en pyrope et kelyphitisés. Les plus riches en pyrope appartiennent à des webstérites à grenat.

Dans le secteur S.O. KORNPROBST [1966] signale une dispersion tectonique par boudinage et étirement intenses des grenats et des cpx des pyroxénolites dans les serpentinites associées. Les grenats se déstabilisent au contact des olivines sous forme de kelyphite.

Conditions physiques de formation

Pour les péridotites KORNPROBST [1969] estime les conditions de cristallisation comprises entre 1200 et 1100°C pour T et entre 20 et 15 Kb pour P. Compte tenu des phénomènes d'exsolution, cet auteur pense que les pyroxénolites ont dû se former à des conditions plus élevées, voisines de 1400°C et 25 Kb.

Origine

Pour KORNPROBST [1969], il s'agirait de matériaux issus du manteau supérieur (150 Km, péridotite à grenat?) qui auraient subi une baisse de P entre 1500 et 1400 °C jusqu'à 25 Kb (100 Km?), au cours d'une ascension, entraînant sa fusion partielle. A partir du liquide ainsi produit, cristallisent successivement de la forstérite, des enstatites alumineuses et des diopsides alumineux composant les pyroxénolites. Le restat de la fusion partielle correspondrait à la roche encaissante [KORNPROBST, 1971]. La diminution de P et de T entraîne alors la déstabilisation des pyroxènes qui exsolvent leurs excédents d'alumine et de chaux jusqu'à l'équilibre aux environs de 900-1000°C et 15-20 Kb. Puis la masse ultrabasique se met en place sous des conditions granulitiques favorisant le recuit final. Ces ultrabasites et leur cortège métamorphique seraient les termes lithologiques jouxtant le Moho remontés par obduction [KORNPROBST, 1976].

II-2 Le massif de Ronda (Andalousie)

Le corps de Ronda est considéré comme le massif ultrabasique de type alpin de H.T. le plus vaste (300 Km²) et le mieux exposé du monde [DICKEY, 1970]. Il s'agit d'un copeau mantellique à vergence Nord, mis en place dans la zone de la Cordillère Bétique au sud de l'Espagne (fig. 12). Du nord au sud les faciès représentés sont des lherzolites à grenat, des lherzolites à spinelle (sous faciès ariégite et sous faciès seiland), des lherzolites à plagioclase et les termes de transition. On trouve aussi un peu de harzburgites et de dunites.

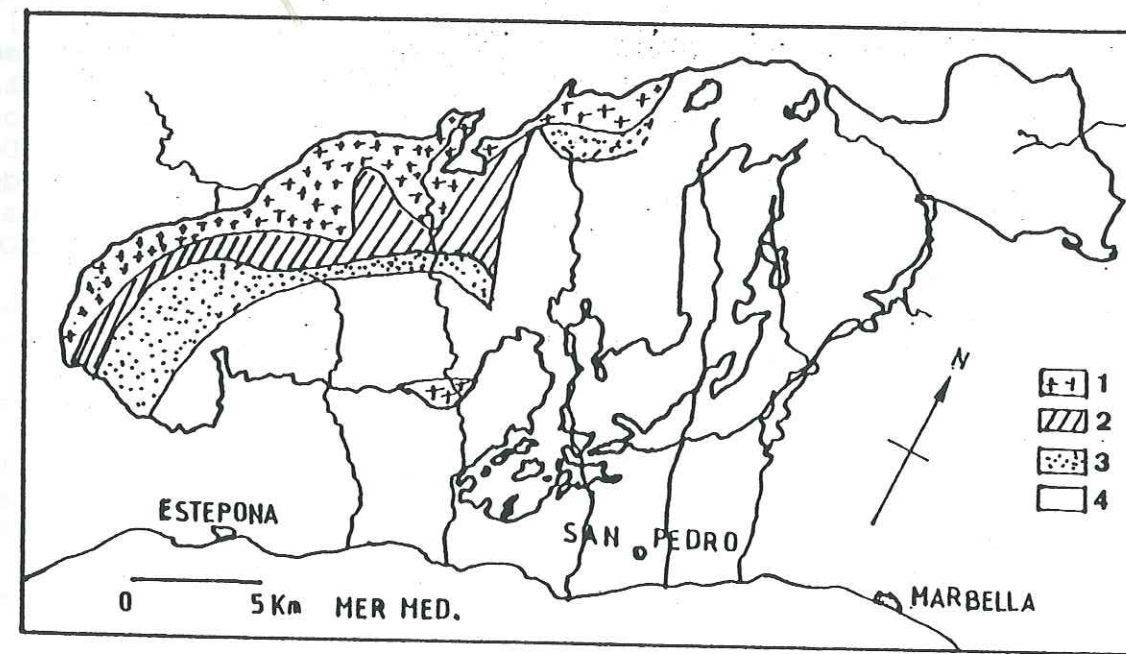


Fig. 12 - Localisation des péridotites qui constituent le corps ultrabasique de Ronda (Andalousie): 1 - Lherzolites à grenat; 2 - Lherzolites à spinelle du sous-faciès ariégite; 3 - Lherzolites à spinelle du sous-faciès seiland; 4 - Lherzolites à plagioclase [d'après SUEN & FREY, 1987].

Les lherzolites à spinelle et/ou grenat

Au sud, dans les lherzolites à plagioclase, la texture est grenue, correspondant au faciès protogranulaire de MERCIER & NICOLAS [1975]. Au nord, dans les faciès à grenat et au voisinage du "front de nappe", la taille des cristaux diminue et la texture devient progressivement porphyroclastique puis mylonitique.

Les minéraux reliques, en porphyroclastes ou en cristaux de recuit, sont des olivines, des opx, des cpx et du plagioclase, du spinelle ou du grenat. OBATA [1980] signale des spinelles enrobés de plagioclase et des cristaux de spinelle et de grenat coexistant.

Les porphyroclastes d'opx sont à exsolutions de cpx, rarement de plagioclase, parallèles à leur plan (100). Le cpx est parfois altéré en amphibole et le plagioclase est saussuritisé. Dans les faciès mylonitiques, les porphyroclastes d'opx sont étirés par glissement tangentiel interne du réseau et boudinés. OBATA [1980] a noté qu'ils sont plus alumineux au centre qu'en bordure.

Les porphyroclastes de cpx (0,2 à 3 mm) sont abondamment recuits. Les porphyroclastes d'opx sont enrobés par de petits grains polygonaux de cpx regroupés en amas clinopyroxénolitiques. Les porphyroclastes de cpx présentent peu de phénomène d'exsolution.

Les cristaux brun verdâtre et xénomorphes de spinelle ont une taille comprise entre 0,2 et 1 mm. Le spinelle constitue également des vermiculites intercroissantes avec du cpx dans les porphyroclastes d'opx. Ceci suggère une possible exsolution des spinelles à partir de pyroxènes précoces très alumineux. Dans le faciès à grenat, les grains de spinelle deviennent brun à rouge foncé.

Les grenats sporadiques, roses à rouges, riches en pyrope (>70%), kelyphitisés, s'alignent parallèlement à la foliation et contiennent des inclusions d'olivine, d'opx, de cpx et parfois de spinelle brun. Par analogie avec le Beni Boussera [KORNPROBST, 1966], ces grenats seraient issus d'une dispersion tectonique des cristaux de pyroxénites à grenat [DICKY, 1970; DAROT, 1973; SCHUBERT, 1977]. Pour OBATA [1980] la composition de ces grenats aurait dû alors se modifier. Il envisage plutôt la cristallisation des grenats dans la péridotite compte tenu de leur grande similitude avec ceux que l'on trouve dans les xénolites de péridotite à grenat des kimberlites. De plus il se peut que sous certaines pressions la coexistence du spinelle et du grenat soit possible comme tendent à le montrer des exemples analogues [LASNIER, 1971; ROST & BRENNEIS, 1978 et FERGUSON et al., 1975].

Les pyroxénites à grenat et/ou spinelle

Des pyroxénites à grenat et/ou spinelle sont aussi présentes dans ce massif [SUEN & FREY, 1987], associées aux lherzolites à grenat et aux lherzolites à spinelle. Dans les pyroxénites à grenat, OBATA [1980] signale des grains de graphite de 1 à 2 mm. A partir des reliques de pyroxènes, cet auteur a obtenue des pressions et des températures comprises respectivement entre 20 et 25 Kb et 1100 et 1200°C. Un recuit se serait effectué entre 800 et 900°C à 12 - 15 Kb pour le faciès à spinelle et 6 - 7 Kb pour le faciès à plagioclase.

Origine

OBATA [1980] envisage une mise en place tectonique de ce massif alors que SUEN et FREY [1987] invoquent un processus diapirique. Pour ces derniers une fusion partielle d'une péridotite à grenat à $P > 30$ Kb aurait donné un liquide qui en cristallisant à $P > 19$ Kb aurait donné des séquences cumulatives. Ces séquences seraient alternativement des paragenèses à $Sp+Cpx+Opx+Liq$ et à $Cpx+Opx+Gr+Liq$. Cependant des analyses structurales effectuées aux abords du massif et sur le massif lui même tendent à montrer un processus diphasé intermédiaire [TUBIAS & CUEVAS, 1987]. Selon ces auteurs ce massif aurait subi une première

phase de contraintes à B.P. H.T. (1100°C), consécutive à une ascension diapirique de matériel mantellique au cours d'un phénomène distensif. La seconde de B.T. (800°C) et H.P. serait due à un écaillage par cisaillement ductile lors d'une phase compressive.

II-3 Les massifs ultrabasiques des Pyrénées françaises

Un essaim d'écaillés lherzolitiques s'échelonne d'Est en Ouest, dans une bande étroite de calcaires mésozoïques (Zone Nord Pyrénéenne) Cette zone est limitée au Nord par le chevauchement frontal Nord Pyrénéen et séparée au Sud de la zone cristalline axiale par la Faille Nord Pyrénéenne. Les massifs les plus connus sont Lherz, Bestiac et Freychinèdes (pour l'Ariège) et Moncaup (pour la Haute-Garonne).

Les massifs de l'Ariège

Dans l'Ariège les "complexes ultramafiques" sont représentés par le groupe de Vicdessos-Lherz à l'Ouest (fig. 13) et le groupe de Prades-Bestiac à l'Est (fig. 14). Ces massifs de quelques m^2 à quelques Km^2 de superficie se composent de bancs lités d'ultrabasites. Ce litage est défini par des lits de pyroxénites plissotés et boudinés. CONQUERE [1978] distingue:

- les bancs massifs composés de péridotites à lits "fins" (1 à 20 cm) de webstérites à spinelle et/ou grenat et de clinopyroxénites à grenat;
- les bancs riches en lits de webstérites à spinelle dans lesquelles les pyroxénites occupent environ 50 % du volume le restant étant des lherzolites riches en pyroxènes;
- et les séries rubanées dans lesquelles le volume de pyroxénite dépasse celui des péridotites représentées par des lherzolites et des harzburgites.

A Freychinède la série rubanée qui compose le massif a une épaisseur de 4 m. et contient des webstérites à spinelle et/ou grenat, orthopyroxénites, ariégites et clinopyroxénites à grenat.

Les lherzolites

La plupart des lherzolites ont une texture porphyroclastique. Les grands cristaux d'olivine et d'opx sont affectés de déformations intragranulaires importantes: extinction roulante, kink-bands, bandes de pliage et aspect froissé mais sans exsolution. Le spinelle se présente en grains xénomorphes, interstitiels et à inclusions d'olivine et de pyroxènes.

Les olivines ont des teneurs en forstérite qui varient entre 84 et 94 % pour les péridotites non hydratées. Les valeurs les plus élevées correspondent aux olivines des harzburgites.

Les opx sont à la limite des bronzites et des enstatites et leurs teneurs en alumine varient entre 2,2 et 3,5 %.

Les cpx sont des diopsides et des endiopsides dont les teneurs en Al_2O_3 varient entre 5 et 7 % et celle en Na_2O entre 1,5 et 2,1 %.

Les spinelles sont des pléonastes chromifères et des picotites.

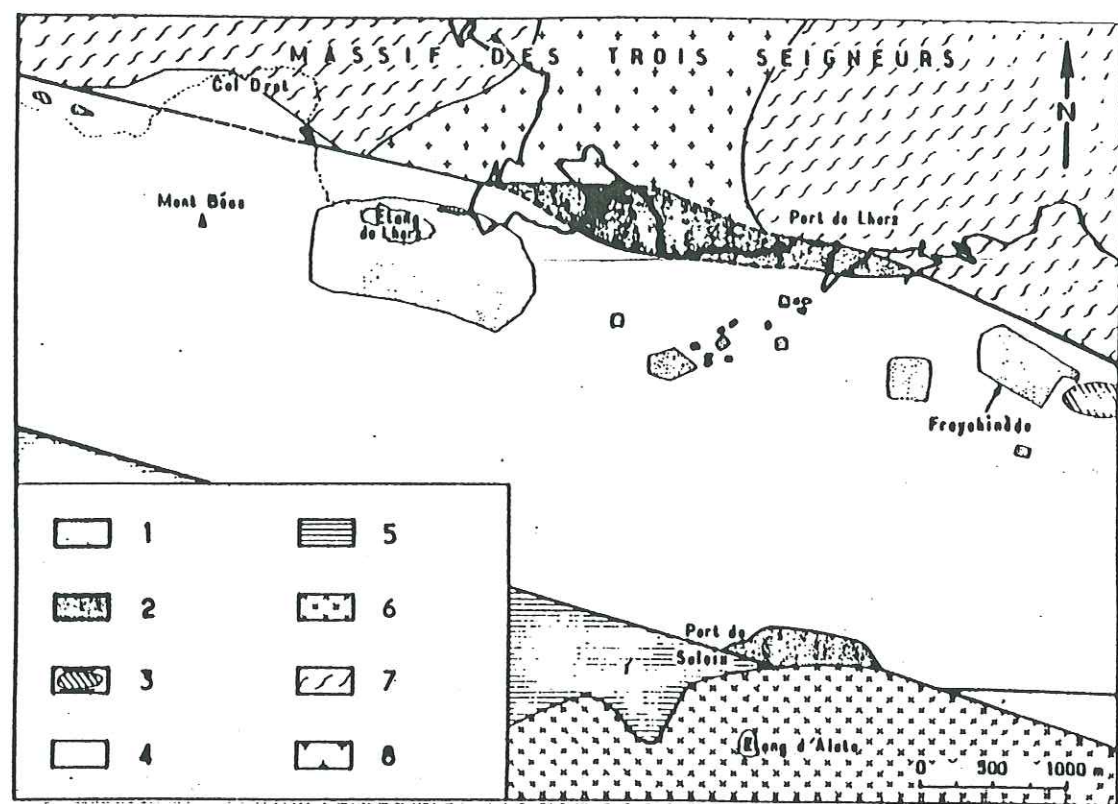


Fig. 13 - Situation des écaïles lherzolitiques [d'après AZAMBRE & RAVIER, 1978]: 1 - Lherzolites; 2 - Formations granulitiques; 3 - Ophites; 4 - Terrains mésozoïques; 5 - Formations paléozoïques; 6 - Granites de Bassiès; 7 - Micaschistes et gneiss; 8 - Granodiorite [dans FABRIES & CONQUERE, 1984].

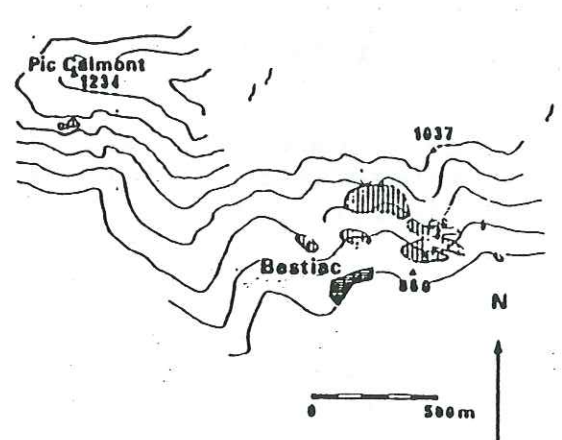


Fig. 14 - Affleurements ultramafiques de Bestiac et du Pic Calmont, d'après PEYRE [1962] et MONCHOUX [1970] [dans FABRIES & CONQUERE, 1983].

Les pyroxénites

D'après CONQUERE [1978] les pyroxénites présentent des zonages chimiques et minéralogiques dus à l'expression successive d'olivine, de bronzites alumineuses, d'augites magnésiennes et alumineuses et de spinelle (pléonaste à picotite) et/ou grenat. Les pyroxènes et le spinelle sont les phases les plus abondantes. Cette succession débiterait vers 1600°C et finirait vers 1200°C dans des conditions isobares entre 15 et 20 Kb, soit à des profondeurs comprises entre 35 et 70 Km. A Bestiac les pyroxénites se composent de webstérites à spinelle brun vert, des webstérites à olivine et gros grenat et des pyroxénites à grenat. Dans les premières des cristaux automorphes de spinelle se rencontrent aussi dans les cristaux d'opx. Dans les

grands cristaux de grenat riches en pyrope, contiennent de nombreuses inclusions de rutile. Enfin, les lits de pyroxénites contiennent des gros cristaux de grenat (3 à 4 mm.). Le grenat se présente aussi en lamelles d'exsolution et en grains interstitiels entre les cristaux de cpx.

Origine

D'après CONQUERE [1978], CONQUERE et FABRIES [1984] ces massifs auraient subi un épisode de foliation et de plissement général avec un recuit post-tectonique prolongé. Cet épisode se caractériserait aussi par un équilibrage des rapports $Ca/(Ca+Mg)$ et Al^{IV}/Al^{VI} des pyroxènes et par l'homogénéisation des compositions des phases vers 950°C et 13-15 Kb. Il aurait oblitéré les conditions de cristallisation des paragenèses initiales (1400-1500°C et 18-35 Kb). Un deuxième épisode, tardif, qui se serait effectué vers 650 - 700°C et 8 Kb, serait responsable de la texture porphyroclastique actuelle. Pour CONQUERE [1978] ces conditions seraient plus élevées (800-900°C et 12-15 Kb) pour les pyroxénites.

Le massif de Moncaup (Haute-Garonne)

Les pyroxénites associées aux lherzolites de Moncaup offrent des cristaux de cpx et de grenat pouvant atteindre respectivement 4 et 1 cm [KORNPROBST et CONQUERE, 1972]. De plus les exsolutions de grenat dans les cpx sont visibles à l'oeil nu. Ces pyroxénites sont des webstérites à spinelle et/ou grenat ou des clinopyroxénites à grenat. D'après ces auteurs les paragenèses primaires à cpx très alumineux et bronzites de ces matériaux auraient cristallisé entre 1300 et 1400°C.

II-4 Les ultrabasites mantelliques des Alpes Occidentales

Les corps ultrabasiques mantelliques des Alpes occidentales comprennent les massifs lherzolitiques de la Zone d'Ivrée-Verbano et les péridotites à grenat du Tessin et du Tyrol.

Les lherzolites à spinelle de la Zone d'Ivrée-Verbano

Les massifs de Finero, Balmuccia, Baldissero et Lanzo (le plus grand, 10 sur 22 Km, et le plus connu), dans la Zone d'Ivrée-Verbano, ont fait l'objet de nombreuses études [NICOLAS, 1968; NICOLAS et al., 1972; BOUDIER, 1976; ERNST, 1978; SHERVAIS, 1978; SINIGOI et al., 1983]. Les plus anciennes ultrabasites offertes par ces massifs sont des lherzolites à spinelle et/ou plagioclase, associées à des lits de webstérites diverses.

La texture des lherzolites est généralement litée, foliée, porphyroclastique ou à recuit secondaire.

Les reliques sont des cristaux allongés d'olivine (For_{80-91}), d'opx ($En_{88.5-90.5}$) et de cpx (diopside). Ces reliques sont le plus souvent déformées: extinction roulante, kink-band et étirement.

Les températures obtenues par ERNST [1978] sont les suivantes: 750-1050°C pour Finero, 850-1050°C pour Balmuccia, 950-1100 °C pour Baldissero et Lanzo pour une pression de 15 Kb environ.

L'origine de ces massifs est très discutée. Pour CAWTHORN [1975] le massif de Finero serait une injection de magmas mafiques et ultramafiques hydratés. Pour LENSCH [1971] il s'agirait plutôt d'un fragment mantellique métamorphosé.

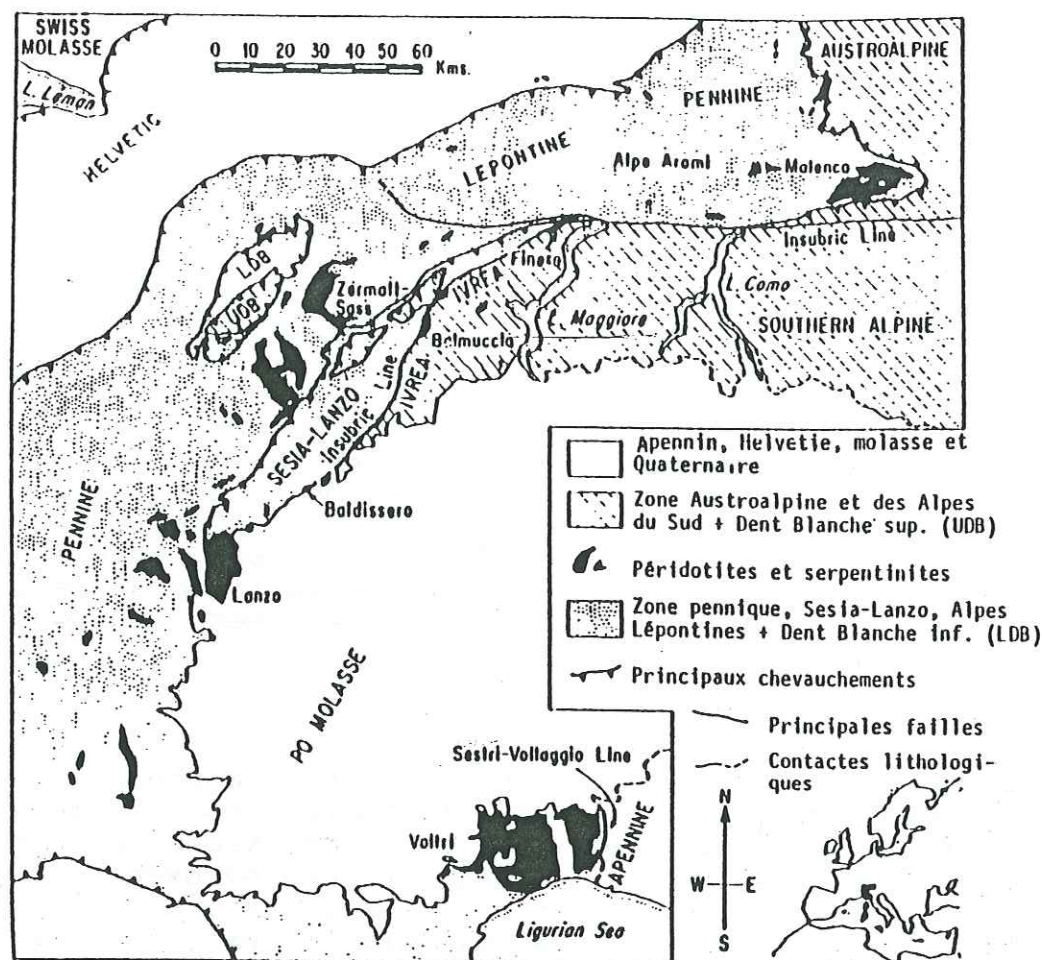


Fig. 15 - Localisation des massifs ultrabasiques mantelliques de la zone d'Ivrée [d'après ERNST, 1978].

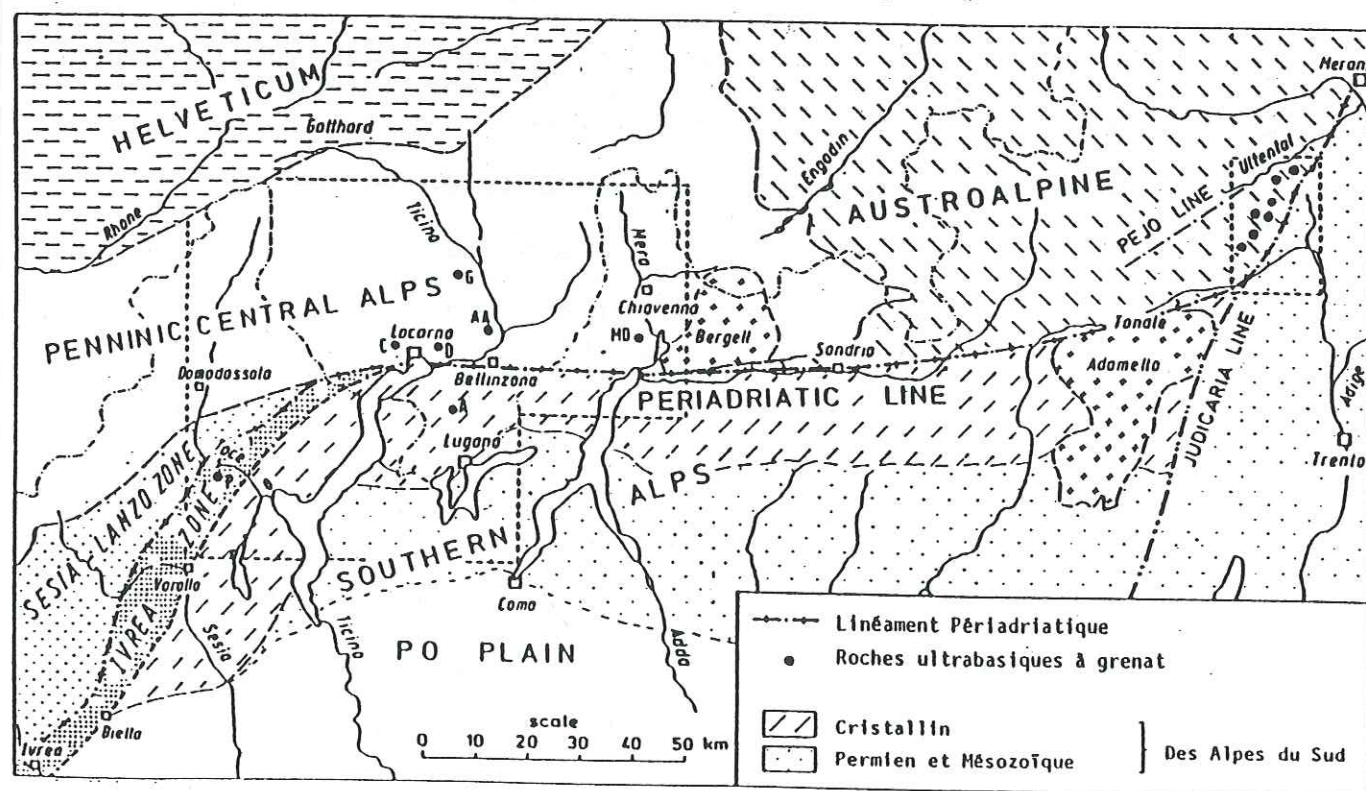


Fig. 16 - Répartition des ultrabasites à grenat le long du linéament périadriatique [d'après ROST et al., 1978].
P: Alpe Piurno et Rio dell inferno; C: Capoli; D: Monti di Ditto; A: Arosio; AA: Alpe Arami et Croveggio; G: Cima di Gagnone; MD: Monte Duria et Borgo.

Les ultramafites à grenat des Alpes occidentales

De nombreux exemples de massifs d'ultrabasites à grenat (lherzolites et pyroxénites) sont cités dans la littérature [MÖKEL, 1969; ERNST, 1978; ROST et al, 1978; EVANS & TROMMSDORFF, 1978; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987]. Ils se répartissent dans les zones cristallines, associés à des granulites et à des gneiss, de part et d'autre du Linéament Périadriatique (fig. 16): Zone d'Ivrée, dans le Tessin et dans le Tyrol italien. Les grenats sont riches en pyrope (>70%) et kelyphitisés.

La texture de ces ultrabasites est soit protogranulaire, soit à grains très fins et laminés [ERNST, 1978; OBATA & MORTEN, 1987]. Au massif d'Alpe Arami, c'est dans le faciès à texture protogranulaire que ERNST [1978] a obtenu les pressions les plus fortes (30 à 40 Kb), pour des températures d'équilibre comprises entre 900 et 1100°C. Pour les massifs du Tyrol OBATA & MORTEN [1987] estiment la température de formation entre 1100°C et 1300°C pour une pression comprise entre 16 et 28 Kb. Les faciès à texture laminée et fine donnent les températures les plus basses comprises entre 700 et 800°C.

Origine

Deux hypothèses sont formulées quand à l'origine de ces roches.

L'origine primaire: il s'agirait de fragments de périodotites à grenat mantelliques remontés tectoniquement à la surface [DEN TEX, 1971; HERZBERG, 1977].

L'origine secondaire des grenats: il s'agirait de périodotites à spinelle, entraînées dans le domaine de stabilité du grenat. Pour cela les auteurs s'appuient sur la présence de spinelles enrobés de grenat [OBATA & MORTEN, 1987] et de lamelles d'exsolution de grenat dans les reliques d'opx et de cpx [ROST et al, 1978; EVANS & TROMMSDORFF, 1978].

L'âge de mise en place de ces massifs est discuté. Toutefois les roches associées (gneiss et granulites), les grenats riches en pyrope et la proximité du massif de Bohême permet à ROST et al. [1978] d'envisager un héritage antéhercynien de ces gisements.

II-5 Conclusion

Les "complexes ultramafiques" sont surtout représentés par des lherzolites à plagioclase ± spinelle. Les lherzolites à spinelle ± grenat ne sont signalées que dans le massif de Ronda et les massifs du Tessin et du Tyrol. Quelque soit la nature de la périodotite les textures sont porphyroclastiques ou protogranulaires. Par contre les pyroxénites à grenat définissent des lits au sein des lherzolites à spinelle ± grenat. Elles présentent un zonage symétrique qui comprend du bord vers le centre: des enstatites, des webstérites et des clinopyroxénites à grenat. Du pléonaste et de l'olivine sont parfois présents en particulier dans les webstérites.

L'interprétation des auteurs à propos de ces matériaux semble converger vers un scénario à peu près identique.

1° Fusion partielle entre 1300 et 1500°C sous une pression de 30 à 40 Kb de matériel mantellique (périodotite à grenat?) [CONQUERE, 1978 et BODINIER & al., 1987]. Pour KORNPROBST [1971] cette fusion partielle aurait lieu au cours de phénomènes diapiriques en donnant un liquide (future pyroxénite) et un restat (la périodotite associée).

2° Au cours du refroidissement les cristallisations successives d'olivines, de bronzites alumineuses et calciques, de cpx magnésiens et alumineux et de grenats à partir de ce liquide entraînent le zonage observé [MAASKANT, 1970; KORNPROBST, 1971; CONQUERE, 1978 et FABRIES & CONQUERE, 1983]. Cette cristallisation s'effectue entre 1300 et 1500°C et 30 à 40 Kb pour les faciès à grenat et 1100 et 1200°C et 15 à 20 Kb pour les faciès à spinelle.

3° Au cours du refroidissement des phénomènes d'exsolution de cpx, d'opx ou de grenat à partir des pyroxènes se produisent par déséquilibre à B.P. des pyroxènes alumineux. L'équilibre s'établit généralement vers 900 - 1000°C entre 20 et 30 Kb.

4° Une dernière phase de B.P. (<10 Kb) à des températures comprises entre 700 et 800°C entraîne la texture de recuit souvent observée.

Si ce scénario général est classiquement admis pour les pyroxénites du manteau, par contre les clinopyroxénites peuvent avoir d'autres origines (cf. les cumulats) et une certaine confusion règne encore pour certaines éclogites (cf. par exemple les éclogites scandinaves). Parmi l'ensemble de ces matériaux KORNPROBST & al. [1987] distinguent quatre variétés de clinopyroxénites à grenat d'origine différente.

1° Les éclogites et éclogites à disthènes ± corindon qui dérivent de l'éclogitisation de protolithes gabbroïques [CHENEVOY & al., 1969; COFFRANT & PIBOULE, 1975; GODARD, 1981; HERVE, 1968; PIBOULE & COFFRANT, 1970; SANTALLIER, 1981] cristallisés par fractionnement sous des conditions crustales [VOGEL, 1967; DE WITT & STRONG, 1975; VAN DER WEGEN, 1978; LIEGOIS & DUCHESNE, 1981].

2° Les ariégites dont le grenat est souvent en cristaux exsolvés par des pyroxènes alumineux [GREEN, 1966; GIROD, 1967; KORNPROBST, 1969; BEESON & JACKSON, 1970; WILKINSON, 1976; CONQUERE, 1977] sous haute ou basse pression.

3° Les griquaïtes dont la texture magmatique témoigne de l'origine primaire. Au Beni Bouchera les griquaïtes se trouvent au cœur de rubans centimétriques zonés où elles sont bordées par des webstérites à grenat, des webstérites et des enstatites (chapitre IV). Ces lignées se caractérisent par un enrichissement en fer. Elles seraient issues d'une cristallisation fractionnée éclogitique de liquides basiques au cours d'une phase de décompression lors d'un événement diapirique mantellique [O'HARA, 1969; KORNPROBST & VIELZEUF, 1984].

4° Les grospydites qui présentent un zonage différent de celui des griquaïtes avec lesquelles elles coexistent au Beni Bouchera par la présence de corindon dans la partie centrale [KORNPROBST & al., 1982]. Les grospydites se caractérisent par des teneurs élevées en Al et un déficit marqué en fer. Elles dériveraient d'une cristallisation à grande profondeur (120 Km ou plus, dans le champ de stabilité du diamant). Deux modalités possibles sont évoquées par KORNPROBST & al. [1987]:

- cristallisation sous H.P. d'un magma basique conduisant à l'enrichissement en Al du liquide résiduel;

- cristallisation métamorphique prograde de roches basiques crustales entraînées en profondeur par un mouvement convectif "plongeant".

III LES XENOLITES MANTELLIQUES

Les xénolites constituent un autre type de gisement de roches mantelliques, en particulier ceux qui sont rejetés par les basaltes alcalins et les kimberlites [CONQUERE, 1978]. Parmi une grande variété d'ultrabasites on y découvre des lherzolites à spinelle, des lherzolites à spinelle et grenat, des dunites à grenat et des pyroxénolites à grenat. Ces matériaux rappellent fortement ceux qui sont décrits dans les "complexes ultramafiques" en particulier ceux de la Chaîne Varisque. L'analogie n'est pas simplement d'ordre pétrographique, mais aussi texturale, minéralogique et thermobarométrique. Ils présentent l'intérêt supplémentaire de ne pas avoir subi des altérations tardives, ni les effets d'une orogénèse aussi intense que celle qui a conduit à la création de la chaîne hercynienne. Il a paru intéressant de consacrer quelques pages aux observations et hypothèses émises au sujet des xénolites à fin de les prendre en compte lors du choix du modèle géodynamique de mise en place des "complexes ultramafiques" du Massif Central Français étudiés dans ce mémoire.

Selon les spécialistes des xénolites il s'agit de fragments de roches arrachés au manteau lors de l'ascension de magmas générés à la base de la lithosphère ou dans l'asthénosphère et ayant donné surtout les basaltes alcalins et les kimberlites.

III-1 Les xénolites mantelliques des basaltes alcalins

O'REILLY & GRIFFIN [1987] classent en 5 catégories les xénolites mantelliques des basaltes alcalins de l'Est Australien. Cette classification peut-être généralisée à l'ensemble des xénolites de ce type car elle correspond sensiblement aux distinctions faites par les auteurs anglo-saxons [WILSHIRE & SHERVAIS, 1975; FREY & PRINZ, 1978].

1) Série à diopsides chromifères (Type I de FREY & PRINZ, 1978)

Cette série regroupe des harzburgites, des lherzolites à spinelle, des lherzolites à grenat ± spinelle et des pyroxénites ± spinelle. Elle comprend aussi bien des variétés anhydres qu'hydratées. Les textures sont porphyroclastiques ou en mosaïque à gros grains.

Les variétés anhydres se composent d'olivine, de cpx, d'opx, de spinelles (et ± grenats). Les variations de composition de ces minéraux sont en gros les mêmes quelque soit la localisation de leur gisement [FREY & GREEN, 1974; IRVING, 1980; NICKEL & GREEN, 1984; GRIFFIN et al., 1984]. Les associations à grenat sont rares.

Les variétés hydratées possèdent les mêmes phases à l'exception du grenat et comportent en plus kaersutite, pargasite, mica, apatite, calcite, etc ...

2) Série à augites alumineuses (Type II de FREY & PRINZ, 1978)

Elle regroupe:

- des wehrlites à textures ignées (cpx + olivine ± spinelle, plagioclase)

- des pyroxénites à textures de recuit (opx + spinelle ± plagioclase, opx + cpx + spinelle + grenat + plagio., cpx + spinelle à coronite de grenat)

- des séries à apatite / amphibole.

Ces matériaux seraient des cumulats issus de la cristallisation de liquides basaltiques à H.P. [IRVING, 1980; GRIFFIN et al., 1984]. Ils ont subi des recuits tardifs et des phénomènes d'exsolution. En particulier les pyroxénites seraient issues de démixions à partir de cpx alumineux.

3) Série à diopsides chromifères et riches en fer

Cette série se caractérise simplement par des cristaux de diopside "vert bouteille", voisins de ceux de la 1^{re} série, mais de composition intermédiaire entre les deux séries précédentes.

4) Les xénolites composites

Certains xénolites se composent de roches différentes appartenant à l'un des groupes précédents. Ces hétérogénéités sont dues à des structures rubanées ou de veines recoupantes.

5) Les mégacrismes

Des cristaux de grandes tailles (>1 cm), de natures variées, sont également rejetés par les basaltes alcalins. Parmi eux on rencontre des cpx riches en CaTs, des spinelles du groupe hercynite-spinelle, des bronzites alumineuses et calciques (3 à 7% de Al_2O_3 et 1,5 à 2,1 % de CaO) et des grenats ($Py_{63} Alm_{23} Ca_{13}$). Ces associations s'équilibreraient à des températures supérieures à 1200°C.

III-2 Les xénolites mantelliques des kimberlites

Les xénolites rencontrés dans les kimberlites sont très variés. Dans le cas des kimberlites d'Afrique du Sud, NIXON [1987] distingue six groupes de xénolites.

1) Les péridotites de B.T., fréquentes, regroupent des lherzolites à grenat/spinelle, des harzburgites, des dunites et des pyroxénites. Ces matériaux sont déficitaires en Cr mais riches en Mg et leur texture est de recuit ou de déformation. Ils peuvent contenir du diamant.

2) Les péridotites à grenat calcique, déficitaires en éléments "basaltiques", regroupent des harzburgites et des dunites. Ces matériaux à texture de recuit sont très rares.

3) Les péridotites de H.T. correspondent à des lherzolites à grenat/spinelle et des harzburgites riches en Fe, Al et Ca. Ces matériaux à texture de déformation sont susceptibles de contenir du diamant.

4) Les péridotites métasomatisées regroupent des péridotites à phlogopite/ilmenite. Les teneurs en Cr sont importantes.

5) Les mégacrismes qui sont riches en Fe et Ti et pauvres en Cr. Ils sont représentés par des grenats, cpx, ilmenite, opx, zircon, olivine, etc ...

6) Les éclogites (griquaïtes) et grosphydites contiennent du cpx, du grenat, du disthène, du corindon, du diamant, du graphite, etc ...

III-3 Caractéristiques des xénolites de péridotite

NIXON & DAVIES [1987] distinguent les péridotites à spinelle, les péridotites à spinelle/grenat et les péridotites à grenat.

Les xénolites de péridotites à spinelle sont surtout associés aux basaltes alcalins des régions continentales orogéniques et volcaniques périocéaniques, des rides et des zones transformantes océaniques. Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des xénolites sont indépendantes du secteur géographique de leur gisement. CARSWELL [1980] distingue trois types de lherzolites à spinelle :

- 1) les lherzolites à spinelle alumineux :
le rapport $100Cr/(Al+Cr)$ du spinelle est inférieur à 25;
- 2) Les lherzolites à spinelle chromifère :
le rapport $100Cr/(Al+Cr)$ du spinelle varie entre 25 et 65;
- 3) Les lherzolites à chromite :
le rapport $100Cr/(Al+Cr)$ du spinelle est supérieur à 65.

Ce rapport augmenterait avec P et donc avec la profondeur. L'origine de ces péridotites se situerait entre la base de la croûte et la zone d'apparition du grenat vers 70 Km de profondeur. Les matériaux 1) s'accompagnent de pyroxènes très alumineux et les températures obtenues ainsi qu'avec 2) se situent entre 900 et 1150°C.

Les xénolites de péridotite à spinelle/grenat sont rares par rapport aux deux autres types. Ils sont récoltés dans des basaltoïdes hyperalcalins sous-saturés liés à une croûte et une lithosphère continentales amincies (Nouvelle-Zélande, [REAY & SIPIERA, 1987]), plus rarement en milieu océanique (Hawaii [SEN, 1987]). D'après CARSWELL [1980] des exemples où l'on a de bonnes raisons de penser que le spinelle (avec un rapport $100Cr/(Cr+Al) < 25$) et le grenat sont en équilibre, ont été trouvés dans des diatrèmes d'Australie [FERGUSON et al., 1977] et en Lozère [BERGER & BROUSSE, 1976]. Dans la majorité des cas le grenat est en exsolution dans les pyroxènes ou en couronnes réactionnelles à partir de spinelles alumineux à la suite d'une chute de T et/ou une augmentation de P peut-être liées à une zone de subduction (Malaita, Pacifique sud [NIXON & NEAL, 1987]). D'après CARSWELL [1980] les spinelles sont alors des magnésiochromites dont le rapport $100Cr/(Al+Cr) > 65$, les grenats sont des pyropes chromifères, les diopsides sont également chromifères et les opx sont alumineux. D'après cet auteur le rapport $Cr/(Al+Cr)$ global de la roche et du spinelle reflète le domaine P/T de transition spinelle/grenat. Des travaux expérimentaux [MACGREGOR, 1970] montrent que ces conditions P/T augmentent avec le rapport $Cr/(Al+Cr)$ du spinelle coexistant avec le grenat. Ainsi des lherzolites à spinelle chromifère ou à chromite peuvent devenir stables à H.P. Les auteurs situent la zone de transition spinelle/grenat entre 70 et 80 Km de profondeur. Cette faible tranche expliquerait la rareté des xénolites de ce type.

Les xénolites de péridotites à grenat sont rares dans les basaltes alcalins. A titre d'exemple on peut citer les lherzolites à grenat porphyroclastique de Bow Hill - Tasmanie, [SUTHERLAND et al., 1984] - associées à des lherzolites à spinelle alumineux, des pyroxénites à grenat et des webstérites à spinelle. Les minéraux qui les composent sont des olivines (For_{50}), des opx (En_{50}), des diopsides magnésiens et des grenats (Py_{74}). Les péridotites à grenat sont surtout dans les kimberlites où elles sont représentées par des dunites, des lherzolites et des harzburgites. D'après HARTE [1980] les textures peuvent être protogranulaires ou porphyroclastiques.

Les lherzolites grossières à grenat se caractérisent par une granulométrie comprise entre 2 et 10 mm et des cristaux peu déformés. Elles sont surtout représentées par des harzburgites [NICOLAS et al., 1987]. Des lamelles d'exsolution de cpx, opx et grenat dans les pyroxènes sont possibles. Les olivines ont des teneurs en Fo > 91 %. Des estimations des conditions P/T de cristallisation ont donné: 1220-1350 °C et 50-60 Kb [HEARN & MCGEE, 1984], 1200°C et 35 Kb [SMITH & EHRENBURG, 1984] et 950-1230°C et 32-40 Kb [EHRENBURG, 1982].

Les lherzolites porphyroclastiques se caractérisent par des cpx riches en CaTs et en Jd et des cristaux relativement riches en Cr. Les températures obtenues sont généralement inférieures à 1000°C, mais la pression reste relativement élevée entre 23 et 40 Kb.

Pour les lherzolites d'Afrique du Sud, BOYD [1987] propose une distinction basée sur les températures obtenues.

Les lherzolites de B.T., équilibrées à T < 1100°C, sont associées à des pyroxénites, des éclogites et des roches à micas et amphiboles. Les olivines ont un rapport Mg/(Mg+Fe) > 91,5, les grenats et les cpx sont riches en Ti (TiO₂ < 0,2 %). Les textures sont de recuit à gros grains. L'origine de ces roches serait la lithosphère issue de l'appauvrissement de l'ancien manteau par des expressions successives de liquides komatiitiques.

Les lherzolites de H.T., à texture de déformation se distinguent des précédentes par des grenats riches en Ti (TiO₂ > 0,2 %) et des rapports Mg/(Mg+Fe) < 91,5 des olivines. Les valeurs de Mg/(Mg+Fe) se rapprochent de celles des péridotites océaniques et des xénolites du type I (p. 34) dans les basaltes. Issues de l'asthénosphère elles se distinguent aussi par l'abondance et la corrélation des fréquences des cpx et des grenats. Pour BOYD [1987] cette abondance ne s'explique pas par des exolutions mais plutôt par la rétention ou l'injection de liquide de composition voisine du système pseudo-eutectique diopside+forstérite-pyrope à 40 Kb [DAVIES & SCHAIRER, 1965]. En s'appuyant sur une analyse détaillée des textures, COX et al. [1987] pensent que l'association opx+cpx+grenat et l'olivine n'ont pas la même origine. La première serait le résultat d'une exsolution à partir d'un opx alumineux et calcique de H.T. préexistant. Ce type d'opx se retrouve dans les harzburgites à grenat parfois associées à ces lherzolites.

III-4 Caractéristiques des mégacristsaux

Les kimberlites, les basaltes alcalins et d'autres roches volcaniques dérivant du manteau supérieur, contiennent très souvent de grands cristaux de 1 à 20 cm appelés mégacristsaux. Ils sont isolés ou constituent des xénolites de roches grossières. HARTE [1983] estime les températures de cristallisation comprises entre 1100 et 1500°C.

Les mégacristsaux sont plus fréquents dans les kimberlites où ils sont surtout représentés par des phases pauvres en Cr [EGGLER & MCCALLUM, 1974b; EGGLER et al., 1979; HARTE, 1983; SCHULZE, 1987]. Ces dernières sont des olivines, des bronzites de teinte marron fumé, des diopsides gris vert et des grenats oranges à rouge foncé riches en Py (Cr₂O₃ < 5%).

Ces minéraux sont plus riches en Fe et Ti et plus pauvres en Cr que ceux des péridotites à grenat et leurs teintes sont différentes. Cependant ils coexisteraient avec les péridotites à grenat de H.T. entre 1100 et 1500 °C et entre 150 et 200 Km dans le domaine de stabilité du diamant. Le grenat, le diopside et l'ilménite sont les

phases dominantes. Toutes ces phases peuvent constituer des amas poly cristallins syngénétiques, parfois visibles à l'oeil nu: lamelles, associations graphiques ou inclusions multiples. Des lamelles ou des associations graphiques entre de l'ilménite et des pyroxènes ou du grenat sont fréquentes. On observe aussi des inclusions multiples (exsolution ?) de grenat dans les diopsides de griquaites [NIXON & BOYD, 1973b]. Les températures d'équilibre d'un nodule constitué de plusieurs lamelles syngénétiques de cpx, d'opx et de grenat, obtenues à partir de la répartition du Ca et du Mg entre les deux pyroxènes sont inférieures à 1000 °C. Pour CLARKE & PIPER [1983] les exolutions se seraient produites vers 800-1000°C et 27-46 Kb et les derniers équilibres (recuit secondaire) vers 900°C et 35 Kb.

Les mégacristsaux chromifères sont plus rares (Colorado, Wyoming [EGGLER & MCCALLUM, 1974b; EGGLER et al., 1979]). Ils sont représentés par des diopsides vert émeraude, des grenats pourpres à verts (6 à 13 % de Cr₂O₃), des enstatites vert jaune et des olivines contenant parfois des inclusions millimétriques de chromite. Ces minéraux sont identiques à ceux des péridotites à l'exception des diopsides qui sont plus déficitaires en jadéite. Les auteurs pensent qu'il s'agit de phéno cristaux équilibrés dans un magma profond. Des inclusions poly minérales dans les grenats auraient cristallisé à partir de gouttes de ce magma piégées par les grenats. Les températures d'équilibre sont inférieures à celles des minéraux pauvres en Cr. Toutefois CLARKE & PIPER [1983] ont estimé les conditions de cristallisation d'un diopside chromifère centimétrique à 1500°C et 35 Kb.

Dans les basaltes alcalins les populations sont différentes. IRVING [1984] distingue deux groupes qui se retrouvent dans les xénolites des types I et II de FREY & PRINZ [1978] (p. 43).

Le groupe A est représenté surtout par des augites alumineuses (Al₂O₃ > 9%, Cr₂O₃ < 1%, TiO₂ > 1%) et dont les teneurs en Na, Fe, Al Ca et Ti sont corrélées. Les autres phases sont des opx alumineux et riches en Cr (Cr₂O₃: 0,2 - 0,4%), des kaersutites, des grenats riches en pyrope (Cr₂O₃ < 0,11%, TiO₂: 0,32 - 0,51%) et des pléonastes. Le grenat peut constituer de grosses inclusions (5 cm) dans le diopside. Il peut être d'origine profonde ou représenter des reliques de pyroxénites à grenat à gros cristaux. Ces minéraux peuvent aussi être en équilibre avec le magma basaltique qui les contient. Cependant des études expérimentales ont montré leur stabilité à P > 25 Kb, y compris les amphiboles titanées (1100 °C et 31 Kb).

Le groupe B comprend des feldspaths, des micas titanés, des salites riches en Na et Fe, des apatites, de la magnétite, des ilménites, du zircon, du corindon, du rutile et du sphène. Les auteurs les considèrent comme des cristaux pegmatitoïdiques équilibrés dans le magma basaltique hôte.

III-5 Les xénolites de pyroxénites ou "éclogites"

Les xénolites de pyroxénites, associées aux péridotites, sont regroupés avec d'autres xénolites dans les types I et II des basaltes alcalins (p. 43). Dans les kimberlites cela correspond aux éclogites "griquaites" et grosspydites de NIXON [1987] (p. 44), caractérisées par des grenats riches en grossulaire, almandin et pyrope et des cpx jadéitiques (3,32 % de Na₂O). L'origine de mégacristsaux de diopside à inclusions multiples de grenat est attribuée à des griquaites. Ces enclaves sont variées chimiquement, minéralogiquement et texturalement: enstatites à spinelle et/ou grenat, pyroxénites à spinelle et/ou grenat, webstérites à spinelle et/ou grenat, clinopyroxénites à grenat. Toutefois le cpx et le grenat jouent un rôle dominant

Dans le cas de Bow Hill - Tasmanie - les pyroxénites se composent de bronzites alumineuses, de diopsides magnésiens et de grenats riches en pyrope (71 % de Py). Des exsolutions de grenat sont fréquentes dans les augites alumineuses. SUTHERLAN et al. [1984] estiment les conditions d'équilibre de ces matériaux entre 1130 et 1350°C et 17 et 32 Kb. D'après ces auteurs l'origine de ces matériaux serait située juste en dessous de la zone de transition spinelle/grenat.

Le plus gros gisement de xénolites de ce type semble être le pipe kimberlitique de Robert Victor en Afrique du Sud. 98 % des xénolites recueillis sont des éclozites selon HATTON & GURNEY [1987]. Ces auteurs distinguent deux groupes:

- Groupe I: webstérites à grenat et éclozites à disthène qui seraient d'origine magmatique;

- Groupe II: regroupe des matériaux issus de fusions partielles, de contaminations et de métamorphisme.

III-6 Conclusion

La nature des xénolites est fonction de l'origine du magma. D'après les informations tirées de ces fragments, les auteurs commencent à définir la structure du manteau supérieur.

Entre la base de la croûte et 70 Km, se situeraient les péridotites à plagioclase, puis à spinelle qui devient de plus en plus alumineux avec la profondeur. Les températures et les pressions les plus élevées (1050 - 1200°C et 15 - 20 Kb) sont obtenues avec les faciès à spinelle les plus alumineux.

Entre 70 et 80 Km le spinelle est remplacé progressivement par le grenat avec une coexistence possible des deux phases. La texture des péridotites est souvent porphyroclastique.

En dessous de 80 Km environ c'est le domaine des lherzolites à grenat dont les conditions d'équilibre augmentent avec la profondeur. Les conditions les plus élevées, correspondants aux mégacristaux associés, sont estimées à 1300 - 1500°C et 35 - 40 Kb.

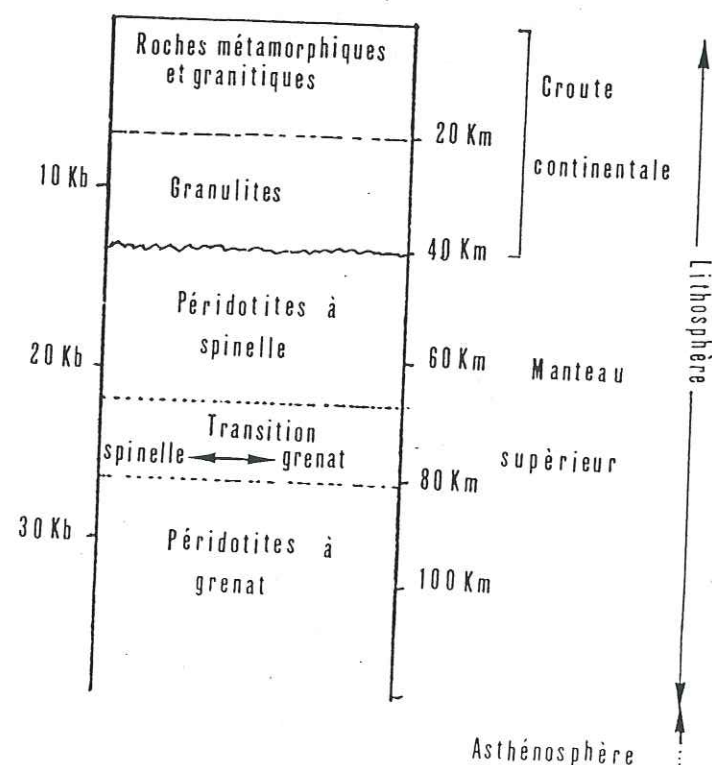


Fig. 17: Structure schématique d'une lithosphère continentale d'après les données fournies par les xénolites récoltées dans les basaltes alcalins et les kimberlites.

CHAPITRE IV

CONCLUSION - BUT ET OBJECTIF DU TRAVAIL

I CONCLUSION

Les ultrabasites à grenat—des massifs mantelliques de "Type-Alpin" et sous forme de xénolites associés à des magmas mantelliques montrent de nombreuses affinités avec celles des massifs de la Chaîne Varisque. Toutefois les péridotites à plagioclase, les péridotites à spinelle et les péridotites à spinelle et grenat sont plus fréquentes dans les massifs mantelliques. Les péridotites à grenat proprement dit sont rares (dunites à grenat des Vosges ou de Bohême). Cette dualité de fréquence se retrouve dans les xénolites selon qu'ils proviennent des basaltes alcalins ou des kimberlites. La différence de profondeur des événements magmatiques parents des basaltes ou des kimberlites paraît être un facteur déterminant.

Les textures sont également très semblables: protogranulaires, porphyroclastiques ou de recuit secondaire.

Dans tous les cas il y a intervention de phénomènes diapiriques mantelliques plus ou moins profonds, liés à des flux géothermiques et provoquant des extensions océaniques. Pour les massifs mantelliques une mise en place par tectonique compressive est souvent invoquée, parfois à la suite des phénomènes diapiriques initiaux.

II BUT ET OBJECTIF DU TRAVAIL

On peut constater d'après ce rapide survol des ultrabasites à grenat des ensembles méso- et catazonaux ou des xénolites qu'il existe de nombreuses affinités entre elles et d'hypothèses communes quant à leurs génèses et leurs mises en place. Ce travail a pour but de comprendre l'origine de ces matériaux à partir de trois exemples du Massif Central Français et d'offrir des hypothèses quant à leur mise en place. Le problème est de décrypter suffisamment finement l'histoire de ces matériaux afin de préciser et de comprendre leur évolution géodynamique.

L'objectif de ce travail est de redécrire certains exemples du Massif Central Français afin d'infirmer ou confirmer les différentes hypothèses formulées précédemment à leur sujet. Nous allons donc tenter de répondre aux quatre questions suivantes:

1° Sont-ils d'origine mantellique?

2° Les grenats sont-ils primaires?

3° S'il s'agit bien de copeaux mantelliques, la nature du manteau est elle sousocéanique ou souscontinentale ?

4° Quel est le meilleur scénario pétrogénétique prenant en compte le maximum de données minéralogiques, pétrographiques, structurales et physiques, conduisant à une histoire géodynamique et tectonométamorphique d'évolution en accord avec celle de l'environnement métamorphique.

SECONDE PARTIE

LES ULTRABASITES A SPINELLE

ET GRENAT DES MONTS DU

LYONNAIS ET DE L'ARTIGE

(HAUT-LIMOUSIN)

PETROGRAPHIE - MICROGRAPHIE

SECONDE PARTIE

CHAPITRE I

LES MATERIAUX ETUDIES - GENERALITES

I CHOIX DES MASSIFS

Les massifs du Bois des Feuilles et de Chagnon (Monts du Lyonnais) et de l'Artige (Haut-Limousin) ont été sélectionnés car:

- 1° ils sont des exemples de massifs ultrabasiques mantelliques contenant des péridotites à grenat parmi les plus occidentaux de la Chaîne Varisque décrits actuellement;
- 2° ils sont également parmi les plus grands de ce type reconnus dans le Massif Central Français;
- 3° ils offrent d'assez bonnes conditions d'échantillonnage;
- 4° ils présentent une palette pétrographique variée.

I-1 Le massif du Bois des Feuilles

D'une superficie de 3 à 4 hectares ce massif offre trois affleurements permettant un bon échantillonnage. Les péridotites à grenat les plus représentatives de ce massif sont des dunites à grenat

I-2 Le massif de Chagnon

Ce massif offre une grande variété de rubans pyroxénitiques et des associations minérales exceptionnelles. Les péridotites à grenat de ce massif sont des lherzolites à spinelle et grenat.

I-3 Le massif de l'Artige

Ce massif qui rappelle celui de Chagnon fait l'objet d'une controverse à propos de son origine. Les auteurs le rapportent soit à des péridotites mantelliques sous continentales [BONNOT & PIBOULE, 1980], soit à des ophiolites éclogitisées [MERCIER & al., 1982, 1985; DUBUISSON & al., 1984, 1987].

II LES ULTRABASITES DES MONTS DU LYONNAIS

II-1 Le massif du Bois des Feuilles

Le massif de serpentinite du Bois des Feuilles (fig. 18) se situe dans les Monts du Lyonnais, à 20 km au N.E. de Saint-Etienne et 2 km au Sud de Ste. Catherine-sous-Riverie en bordure de la route D.77 à la limite des départements du Rhône et de la Loire. Connue dès la 2^e moitié du XIX^e siècle [DRIAN, 1849; ROUX, 1896 feuille de Lyon au 1/80000], c'est seulement en 1968 que LASNIER l'étudie et signale la présence du grenat. Le massif est implanté dans les gneiss à sillimanite, biotite et grenat de la série des Monts du Lyonnais [PETERLONGO, 1960]. BLANC [1981] leur attribue un caractère catazonal, blastomylonitique et les rapproche de ceux qui bordent l'horizon des amphibolites de Riverie plus au Nord.

La végétation et les formations superficielles ne laissent apparaître que quelques affleurements et masquent le contact avec l'encaissant, rendant difficile l'appréciation précise de l'extension du massif. LASNIER [1971] aurait observé ce contact en bordure de la R.D. 77 et dans une carrière abandonnée. D'après lui il s'agit d'un contact tectonique et décrit un laminage intense des gneiss et des serpentinites. La foliation du massif et celle des gneiss encaissants seraient concordantes. Le massif de forme elliptique (340 m X 100 m) se terminerait par une apophyse boudinée à son extrémité N.E. La transition d'une roche à l'autre se caractériserait par l'absence d'auréole réactionnelle et le développement d'anthophyllites et de vermiculites. Il en serait de même dans les fissures des serpentinites et aux épontes des filons de granites gris qui recoupent l'ensemble. BLANC [1981] distingue trois masses indépendantes (fig. 18).

Dans ce massif de serpentinite, LASNIER [1971] décrit trois types de péridotites à grenat d'après l'habitus de ce minéral:

- des péridotites à "grenats arrondis, peu lobés et kélyphitisés";
- des péridotites à "grenats amiboïdes, peu kélyphitisés";
- des péridotites "laminées" à "grenats anguleux".

Il décrit également des péridotites sans grenat et un rubanement très localisé de pyroxénites à grenat. Selon BLANC [1981] les textures porphyroclastiques à mylonitiques seraient consécutives à des déformations de H.T. à l'état solide d'après les travaux de NICOLAS [1976]. Il note aussi des serpentinites banales à antigorite, chlorite magnétite, trémolite et talc dans lesquelles subsistent des reliques de péridot, pyroxènes et picotite indiquant qu'il s'agissait d'anciennes harzburgites ou lherzolites [LASNIER, 1971; BLANC, 1981].

Par analogie avec le massif du Beni Bouchera décrit par KORNPROBST [1969], LASNIER [1971] pense que des processus magmatiques intramantelliques (fusion anatectique partielle d'un matériau primaire, suivi de recristallisations) serait à l'origine des pyroxénites. Pour les péridotites à grenat, qui seraient secondaires, il envisage deux origines possibles:

- l'ascension et la mise en place dans l'écorce de lherzolites à spinelle sous des conditions de stabilité du grenat auraient induit les couronnes réactionnelles de grenat autour des spinelles;

- un mélange tectonique intime de lherzolites à spinelle, de dunités et de webstérites à grenat aurait dispersé les grenats issus des pyroxénites dans les ultrabasites. Pour cela il applique le modèle de l'hybridation mécanique de péridotites proposé par KORNPROBST [1969] pour expliquer les serpentinites à grenat du Beni Bouchera.

En considérant les conditions physiques obtenues par GARDIEN [1987] et GARDIEN et al. [1988], LARDEAUX [1988] attribue l'apparition secondaire du grenat à une augmentation de P entre 23 et 30 Kb. Cette variation de P serait selon cet auteur consécutive à l'enfouissement du manteau supérieur dans une zone de subduction durant l'orogénèse calédonono-varisque.

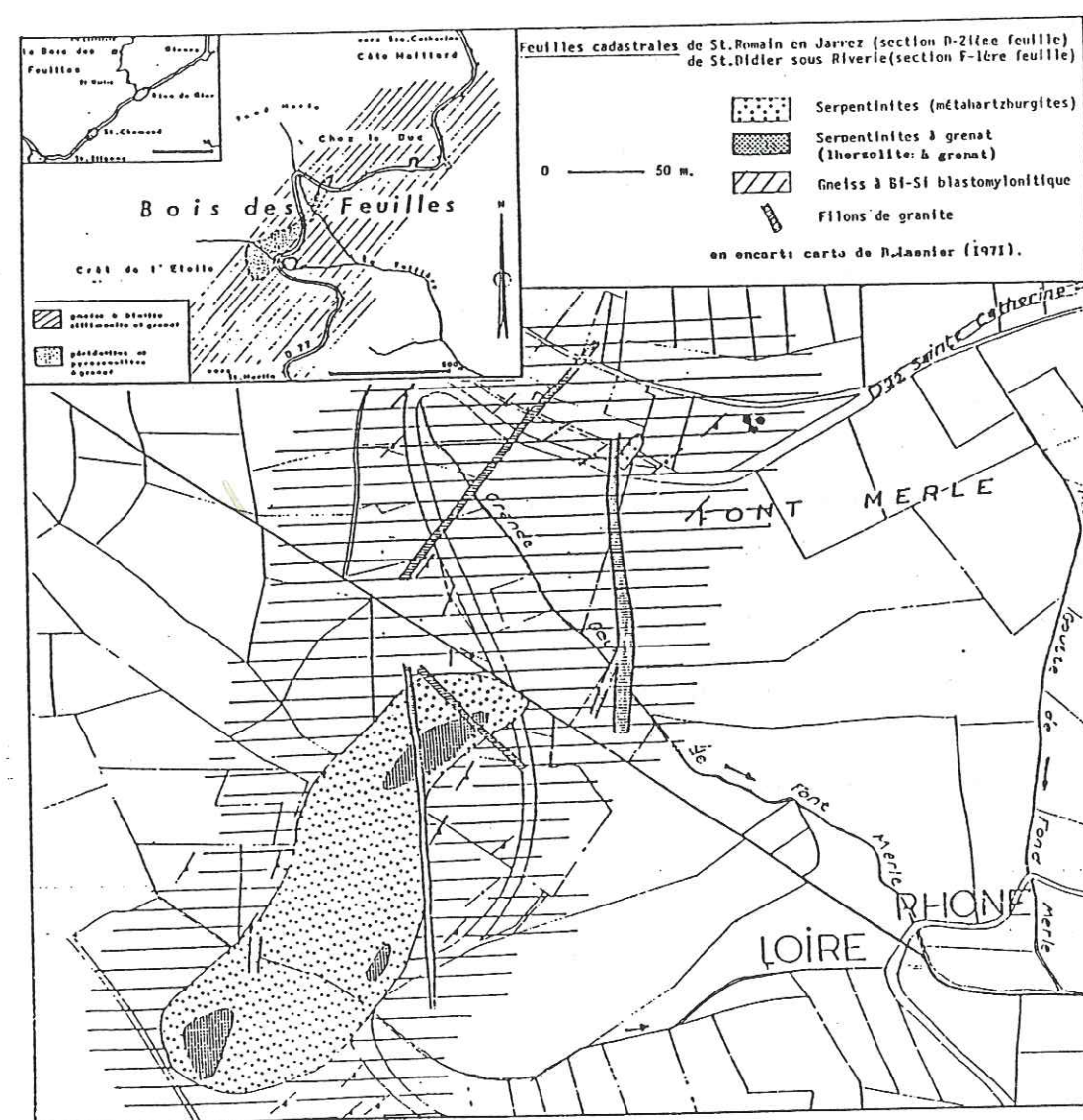


Fig. 18 - Localisation et contexte géologique du massif ultrabasique du Bois des Feuilles, Monts du Lyonnais [d'après BLANC, 1981].

II-2 Le massif de Chagnon

Connu dès la fin du siècle dernier [DRIAN, FOURNET], le massif est situé au N.O. du village de CHAGNON en bordure de la Dureze (fig. 19). D'après LEVY [1922, Lyon, 1/80000°, 2^{ème} édition], il serait morcelé en trois corps lenticulaires.

C'est seulement en 1981 que BLANC en fait une première étude après sa redécouverte par PIBOULE et COFFRANT. D'après BLANC des gneiss à biotite, sillimanite et muscovite, des amphibolites s.l. et des éclogites constituent l'encaissant. Ce dernier serait recoupé par des filons de granites et de pegmatites à tourmaline. Il n'a retrouvé qu'un seul corps subaffleurant dont il n'a pas pu observer le contact avec son encaissant.

Parmi les ultrabasites BLANC [1981] décrit:

- des "serpentinites banales";
- des "serpentinites talqueuses" dans lesquelles subsistent des chapelets de picotites, indiquant une évolution rétro-morphique polyphasée;
- des "serpentinites à grenat" contenant de nombreuses reliques d'olivine, de pyroxènes, de grenat et de spinelle.

Les minéraux des serpentinites à grenat se regrouperaient selon de vagues lits, définissant une texture massive et mylonitique. Les olivines et pyroxènes auraient subi un recuit catazonal.

Il a aussi relevé trois types de rubans pyroxénitiques:

- des "lits" de clinopyroxénolites à grenat;
- des "lits" zonés de pyroxénites;
- des "lits" pargasitiques à pléonaste et diaspore.

Ce massif serait une écaille mantellique mise en place tectoniquement et qui aurait entraîné dans son mouvement des roches basiques appartenant à des domaines supracrustaux (métatholéiites en particulier).

III LE MASSIF DE L'ARTIGE EN HAUT LIMOUSIN

Découvert et étudié pour la première fois par BONNOT [1978], Le massif de l'Artige (fig. 20) affleure en bordure de la Maulde, à 5 km au S.E. de ST. LEONARD DE NOBLAT et à 22 km au S.S.E. de LIMOGES.

D'après BONNOT & PIBOULE [1980] l'encaissant constitué de gneiss à sillimanite, biotite et orthose, indique la proximité d'une zone anatectique. La superficie de ce massif n'est que de 50 X 20 m. Le contact avec l'encaissant n'est pas observable, mais l'orientation du massif serait parallèle à celle des gneiss.

La roche qui le constitue est une métapéridotite correspondant à une lherzolite. Une étude fine des reliques et des essais de thermobarométrie ont été effectués par PIBOULE & al. [à paraître]. Les reliques primaires sont des olivines, pyroxènes, grenats et spinelles. Les orthopyroxènes peuvent atteindre 10 cm. Ces auteurs signalent aussi des inclusions de grenat dans les olivines, ce qui permet de

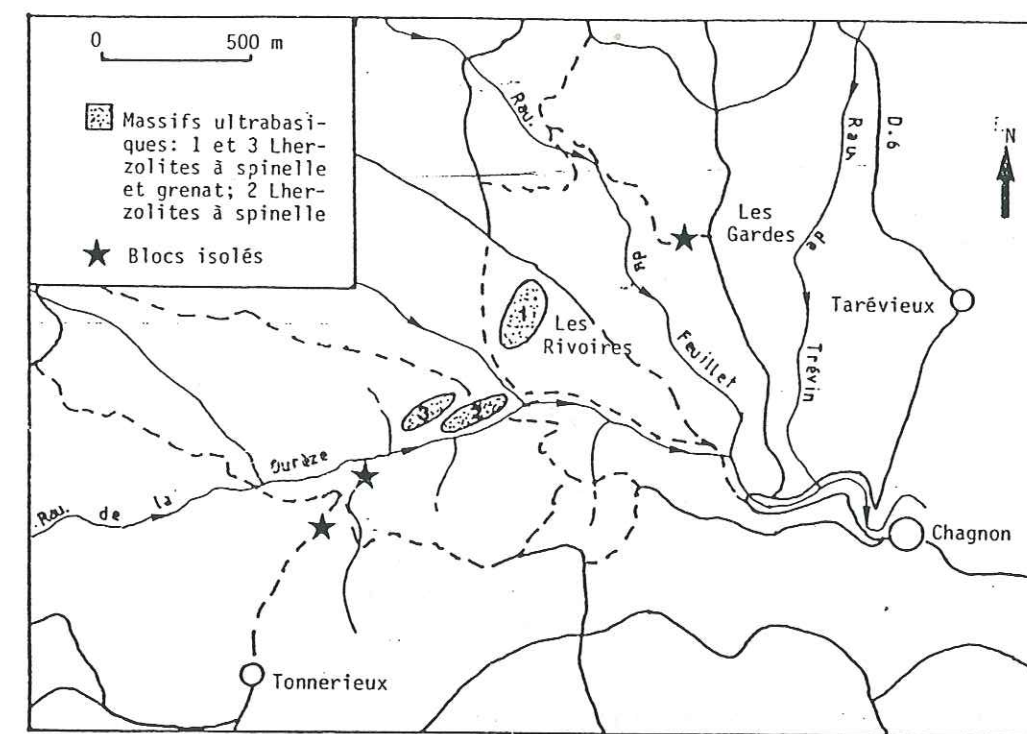


Fig. 19 - Localisation des massifs ultrabasiques de Chagnon, Monts du Lyonnais.

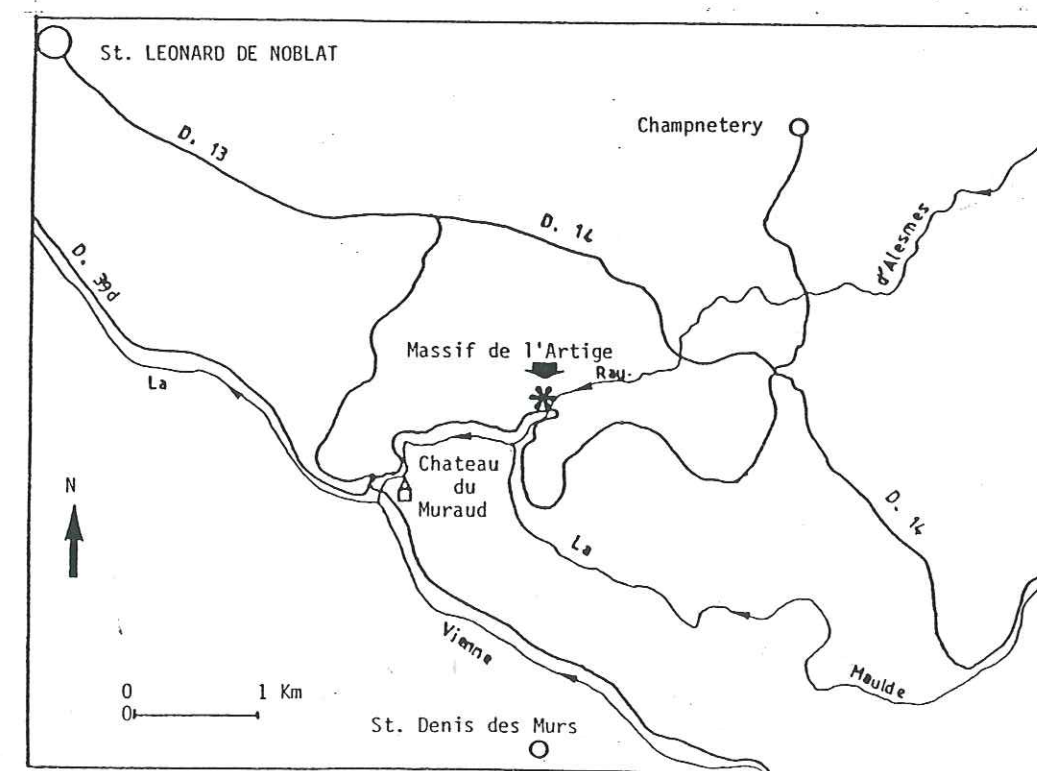


Fig. 20 - Localisation du massif ultrabasique de l'Artige, Haut-Limousin.

penser que cette roche a pu se former initialement dans le faciès des lherzolites à grenat. Comme à CHAGNON elle est finement rubanée par des lits pyroxénolitiques variés. Ces auteurs ont décrit neuf variétés de pyroxénolites et de webstérites à grenat ± spinelle. Ils auraient subi une sévère dispersion tectonique. Les conditions P/T les plus élevées ont été estimées à 26 Kb et 1150 °C.

Toutefois nous avons vu que MERCIER & al. [1982, 1985], DUBUISSON & al. [1984, 1987] rapportent ce massif à un copeau de la base d'une série ophiolitique (p. 51). Il s'agit pour ces auteurs d'une ancienne croûte océanique obductée dont les témoins basiques et ultrabasiques sont les massifs dispersés en un chapelet dans le Limousin central à 60 Km de l'Artige à proximité et au toit d'une ancienne surface de chevauchement.

IV NOMENCLATURE

IV-1 Terminologie des massifs

Le terme de "complexe ultramafique de lherzolites à spinelle et/ou grenat" a été choisi pour désigner les massifs étudiés par référence au terme de "complexe ultramafique de lherzolites à spinelle" sous lequel CONQUERE [1978] désigne les gisements des Pyrénées (p. 37). D'après cet auteur le terme de massif de "Type Alpin" défini par THAYER [1967] regroupe aussi bien les intrusions stratifiées de roches composées de roches très variées, que les corps dont il est question ici, d'où des risques de nombreuses confusions. Pour CONQUERE [1978] le terme de "complexe ultramafique" désigne des associations de lherzolites et de harzburgites auxquelles peuvent s'ajouter des dunites, des pyroxénites et moins de 10 % de gabbro. Cet auteur conseille aussi le terme de "péridotites de H.T. et H.P." par référence aux termes anglo-saxons "metamorphic peridotites" ou "ultramafic tectonites".

IV-2 Les faciès pétrographiques

Dans la suite de ce travail, la nomenclature de l'I.U.G.S. [1973] sera utilisée pour désigner les péridotites rencontrées. Leurs noms se composeront donc de deux termes :

- un terme basé sur les proportions d'olivine, de cpx et d'opx, éventuellement précédé du préfixe 'méta' pour traduire l'état métamorphique et rétro-morphosé;

- un terme qui désigne une ou plusieurs phases particulières telles que le spinelle et/ou le grenat.

La terminologie de l'I.U.G.S. [1973] (webstérite à grenat, orthopyroxénite à spinelle, etc...) sera également utilisée à propos des pyroxénites. La terminologie de KORNPROBST et al. [1987] (éclogite, ariégite, griquaite et grosnydite) sera également utilisée pour tenir compte de la diversité d'origine probable de ces matériaux surtout représentés par des clinopyroxénites à grenat.

Toutefois les termes de webstérite ou de pyroxénolite de l'I.U.G.S. sous-entendent une origine magmatique antérieure aux recuits qui affectent ces matériaux. Le terme de pyroxénite désignera les matériaux actuels. Ces termes correspondent respectivement aux termes pyroxénite et metapyroxénite des auteurs anglo-saxons, utilisés dans la première partie.

Dans beaucoup de cas le grenat semble la phase dominante. De ce fait selon la règle de l'I.U.G.S. le terme de grenatite pourra être utilisé.

IV-3 Les textures

La terminologie utilisée par CONQUERE [1978] pour les péridotites de l'Ariège sera employée ici.

Le terme de "porphyroclastique" de MERCIER & NICOLAS, 1975] désigne des textures composées de cristaux reliques millimétriques à centimétriques et déformés. Ces textures seraient selon les spécialistes le résultat d'écoulements plastiques à H.T. et H.P. et caractériseraient les péridotites du manteau supérieur [CONQUERE, 1978]. Cette texture quasi générale pour les matériaux étudiés ici correspond aux termes de "blastogranulaire" de MERCIER [1976] et de "granoblastique" de MOORE [1970].

Le terme de "blastomylonitique" désigne des textures à porphyroclastes auxquels se surimposent de nouveaux cristaux non déformés. Il correspond aux termes de "flaser" et "mylonitic" de MOORE [1970] et "blastolaminaire" de MERCIER [1976].

Le terme de "protogranulaire" désigne pour CONQUERE [1978] une texture porphyroclastique en voie de recristallisation isogranulaire. Il correspond au terme "coarse-grained" des anglo-saxons. La texture équigranulaire en mosaïque de MERCIER & NICOLAS [1975] désigne la même chose mais avec en plus du spinelle associé aux cristaux de recuit d'olivine.

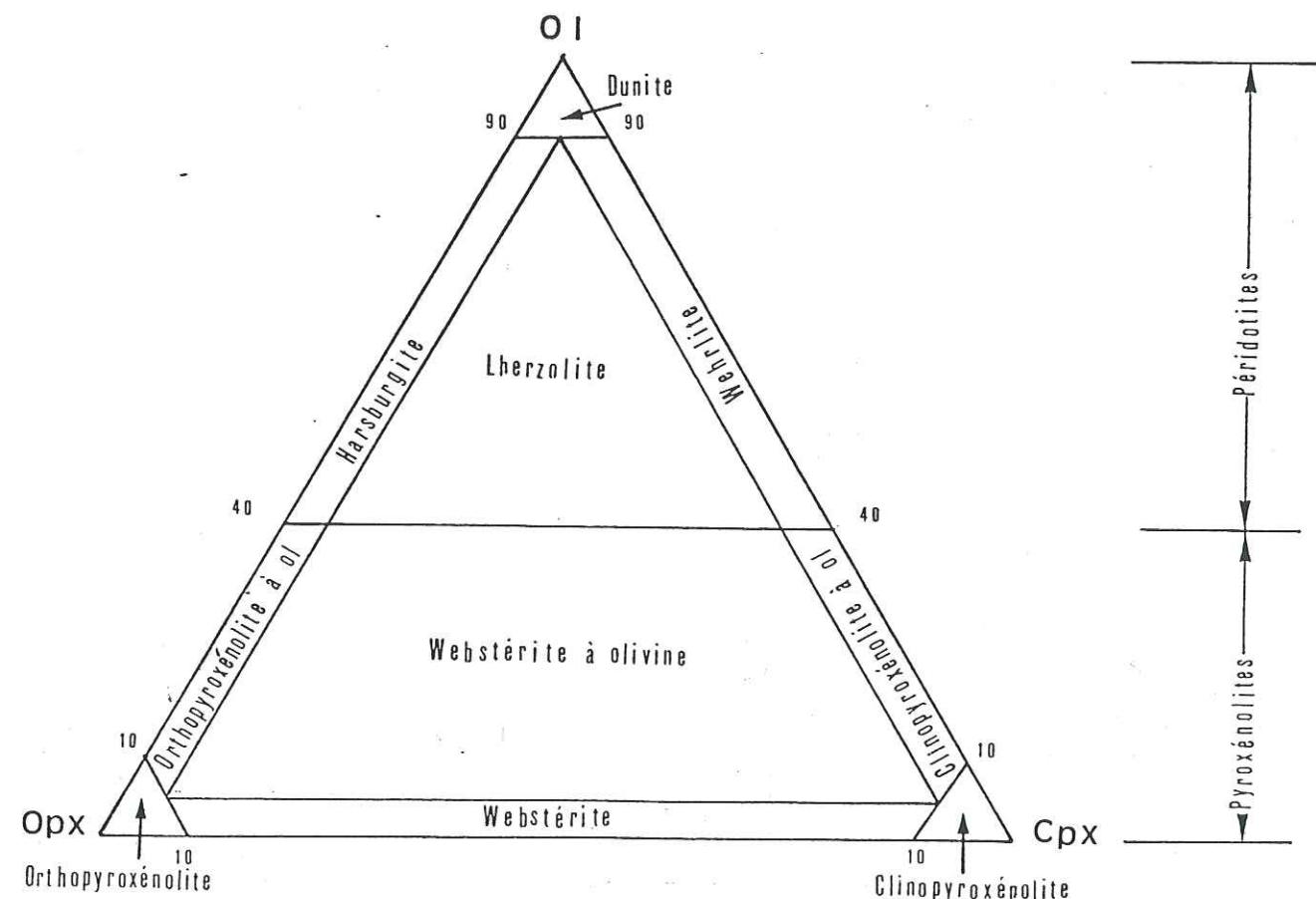


Fig. 21 - Classification des péridotites et des pyroxénolites d'après l'I.U.G.S. [1973].

LES PERIDOTITES

I - LES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES

Les échantillons les moins rétro-morphosés nécessaires à cette étude ont été récoltés dans les carrières abandonnées à proximité de la R.D. 22, à la limite entre les départements de La Loire et du Rhône et sur le versant méridional du talweg de La Tuilière (fig 18).

L'analyse micrographique de la texture de ces échantillons a conduit à une classification qui s'écarte de celle des auteurs précédents. Des métalherzolites à spinelle, des métalherzolites à spinelle/grenat et des métadunites à grenat/spinelle (ANNEXE n°2) ont été reconnues en proportions variables.

I-1 Les métalherzolites à spinelle

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Le seul échantillon (SCBF-23), trouvé en bordure de la Tuilière, présente de grandes tâches claires diffuses sur un fond bleu-gris. Ces tâches sont constituées par des orthopyroxènes et semblent provenir de la mylonitisation d'un ancien rubanement.

MICROGRAPHIE :

La texture porphyroclastique est constituée par de grands cristaux d'opx très déformés et partiellement recuits, séparés par une matrice serpentineuse et chloriteuse. Ces grands clastes paraissent peu dispersés.

Les minéraux reliques sont des olivines, des opx, des cpx et des spinelles.

* Les olivines : Les reliques d'olivine de formes ovoïdes ou fuselées sont étirées et recuites.

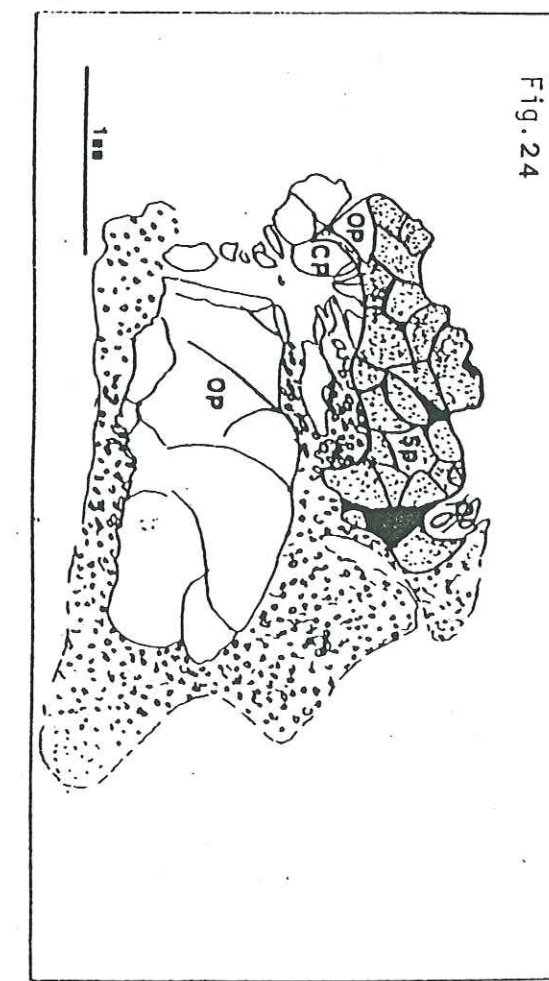
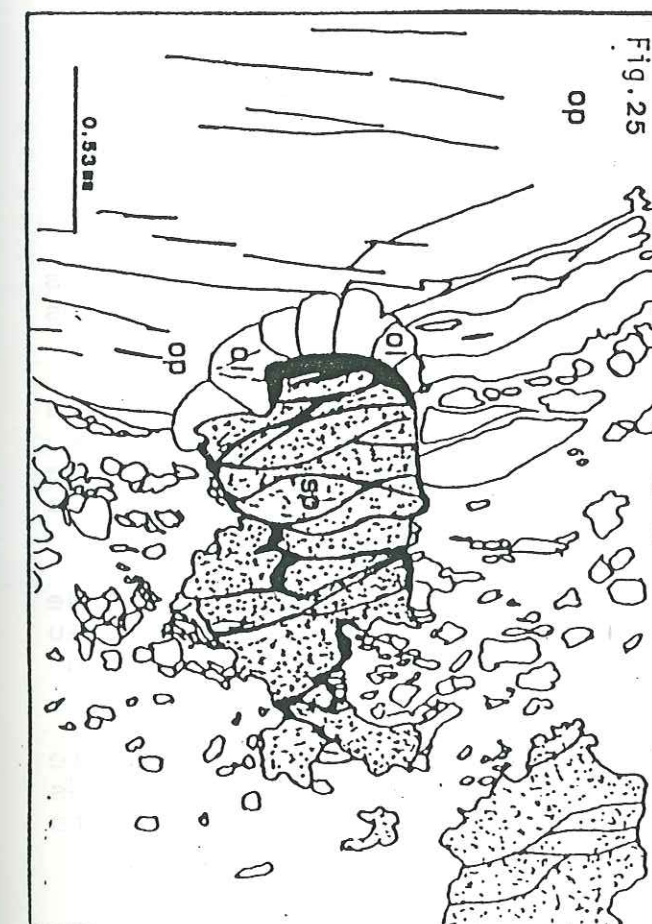
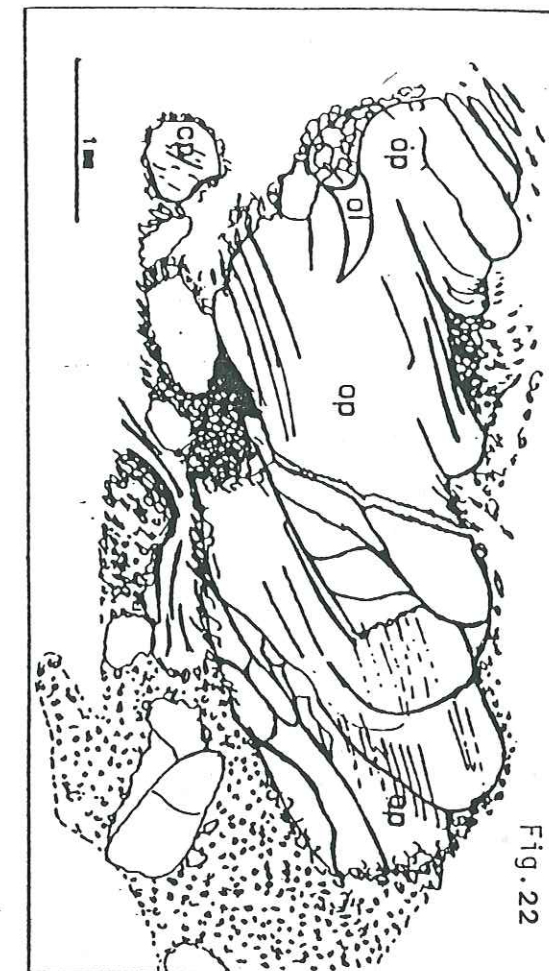
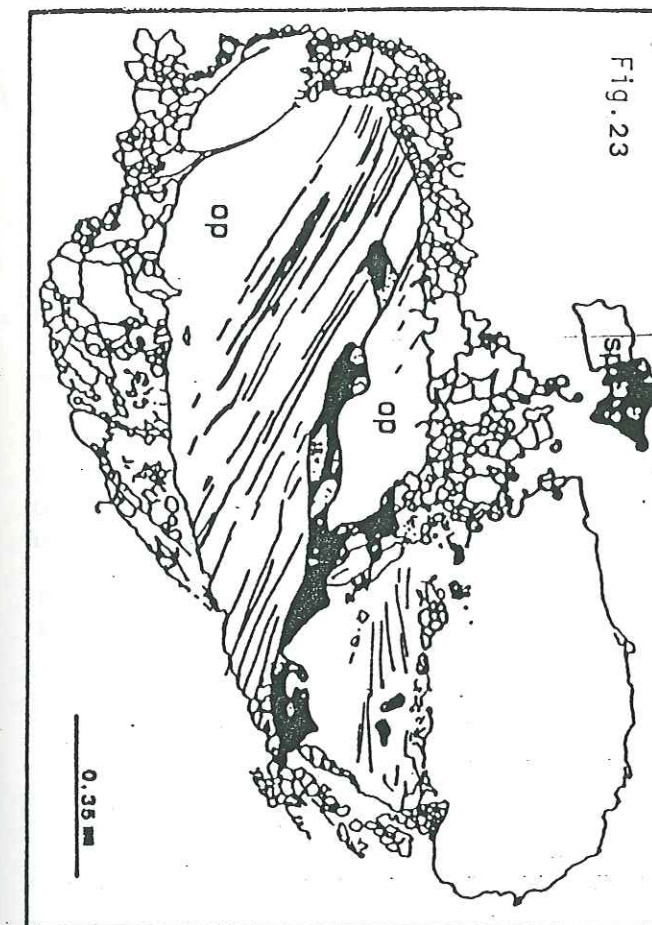


Fig. 22 - Porphyroclaste d'opx très déformé, fissuré et montrant un pli en "cornue". Il est affecté par un recuit important en bordure qui nourrit un "nuage" pyroxénitique. Ce cristal contient une inclusion d'olivine. (Lame SCBF-23-1)

Fig. 23 - Porphyroclaste d'opx contenant du spinelle quasi opaque, en continuité avec des lamelles d'exsolution de même nature. (Lame SCBF-23-1)

Fig. 24 - Amas polycristallin de spinelle, d'opx de cpx et d'olivine. Le spinelle offrant un net recuit, cimente les autres cristaux. (Lame SCBF-23-1)

Fig. 25 - "Coronite" de cristaux de recuit en bordure d'un cristal de spinelle partiellement inclu dans un cristal d'opx. (Lame SCBF-23-1)

* **Les orthopyroxènes** : Les opx paraissent en proportion importante par rapport aux autres phases. Ils se présentent en grands cristaux (parfois 5 x 2 mm), trapus et fuselés. Ils contiennent des inclusions ovoïdes d'olivine et de spinelle (fig. 22 et 23). Ils présentent de fines exsolutions de cpx. Enfin un recuit important leur confère une bordure très irrégulière. Les produits de cette recristallisation (pyroxènes, amphiboles et spinelle) s'expriment au niveau des joints des néoblastes.

* **Les clinopyroxènes** : Les cristaux de cpx sont beaucoup plus rares et plus petits que les cristaux d'orthopyroxènes. Ils présentent de fines exsolutions de spinelle.

* **Les spinelles** : Les reliques de spinelle sont abondantes. Il s'agit de grands cristaux xénomorphes de picotite. Ils contiennent ou insèrent partiellement des cristaux ovoïdes de pyroxène et/ou d'olivine.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE
INCLUSION	Dans Cx. d'opx. Dans Cx. de sp.	Dans Cx. de sp.	Dans Cx. de sp.	Dans Cx. d'opx.
PORPHYRO CLASTE	Ovoïdes et déformés	Tabulaires et déformés	Rares et petites tailles	Picotites Xénomorphes
AMAS POLYCRIS.		X	X	X
EXSOLUTION			Dans Cx. d'opx.	Dans Cx. cpx.
CORONITE	Entre inclu. de sp. dans Cx opx			
RECUIT	Matrice	Recris. des Cx. de pyro. isolés	Recris. des Cx. de pyro. isolés	Recris. des Cx. de pyro. isolés

TABLEAU n° 3 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle observés dans les métalherzolites à spinelle du massif du Bois des Feuilles.

Les relations entre les phases reliques se caractérisent par des amas polycristallins et des manifestations réactionnelles probables entre les opx, l'olivine et le spinelle.

* **Les amas polycristallins** : Ces amas consistent en plusieurs cristaux, parfois de grandes tailles, de pyroxènes et d'olivine, jointifs ou "amalgamés" par du spinelle. Ces amas généralement de forme lenticulaire peuvent être considérés comme des reliques de la roche avant la déformation (fig. 24).

* **Relation opx-spinelle-olivine** : Il a été observé un cristal de spinelle partiellement inséré dans un cristal d'opx (fig. 25). Au contact entre les deux minéraux on peut observer une "coronitisation" constituée de cristaux de recuit d'olivine.

La matrice ne semble pas occuper un volume très important. Elle est surtout constituée de serpentine et de chlorite. Cependant des reliques d'olivine, de pyroxènes et de spinelle issues des recuits subsistent encore.

LES DEFORMATIONS :

Les indices de déformation sont surtout des plis qui affectent les cristaux d'opx: simples ondulations, tête de plis, "plis en cornue" et kink-bands. La recristallisation pénètre à l'intérieur du cristal par l'intermédiaire de ces plis.

A l'échelle de la lame mince les déformations se caractérisent surtout par l'aspect boudiné des reliques et l'aspect plastique de la matrice.

Tous ces indices impliquent que la déformation ait eu lieu à H.T. et probablement H.P.

RETROMORPHOSE :

Les processus tardifs de rétromorphose ont surtout affecté la matrice et les olivines qui ont été chloritisées et serpentinisées. Des amphiboles tardives participent à la recristallisation des opx.

EN RESUME :

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS	1° Génération d'olivine, d'opx, de cpx (et de spinelle ?) STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES ET AMAS POLYCRISTALLINS	2° Génération d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle STRUCTURE: rubanée, (alternance d'orthopyroxénites à spinelle et de dunite ?) ou harzburgite ?
3° ET 4° PHASES	DEFORMATIONS H.T ET H.P. RECRISTALLISATION	Boudinage, dispersion des cristaux reliques Etirement, plissement et kinkage des opx 3° Génération d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle Recuit avec éventuellement hydratation (amphiboles)
5° PHASE	RETROMORPHOSES	Chloritisation et serpentinitisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: intermédiaire entre grenue et porphyroclastique RELIQUES: - olivines partiellement recuites; - opx à inclusions d'olivine et spinelle, déformés et recuits; - cpx rares à exsolution de spinelle; - spinelles à inclusions de pyro. et d'ol. - amas polycristallins à opx, cpx, olivine et spinelle MATRICE: constituée par les produits des recuits, aspect fluidale et plastique, serpentinisée et chloritisée

TABLEAU n° 4 - Pétrogénèse des métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles déduite de la micrographie.

L'étude micrographique permet de dégager cinq phases dans la genèse de ce matériaux (Tableau n°4). Ces phases peuvent être en continuité ou différées dans le temps.

1° Phase: L'hypothèse de l'existence de cette phase est étayée par les inclusions contenues dans les porphyroclastes de pyroxènes et les amas polycristallins. Ces inclusions sont olivine, opx, cpx et peut être spinelle. Cependant il convient d'être prudent car ces phases ne sont pas forcément contemporaines et peuvent être issus de processus différents (ex: exsolution pour le spinelle dans les opx).

2° Phase: Elle correspond logiquement aux porphyroclastes d'opx, d'olivine, de cpx et de spinelle avant leur déformation. L'aspect initial de ces associations est difficile à entrevoir en raison de l'état actuel du matériau. L'observation macroscopique et le lien étroit spinelle-opx (noté par de nombreux auteurs pour d'autres exemples, Freychinède p. 37, Ivree-Verbano, p. 39) suggèrent un ancien rubanement de pyroxénites à spinelle et de dunites. Toutefois il convient là aussi d'être prudent car à l'image de ce que COX et al. [1987] envisagent pour des associations opx+cpx+grenat des phénomènes de démixion à l'état solide de pyroxènes très alumineux antérieurs peuvent être à l'origine de ces associations opx+cpx+sp.

3° et 4° Phase: Ces deux phases correspondent respectivement aux déformations de H.P. et H.T. et au recuit. Rien ne permet de dire pour l'instant si le recuit est syn-, fini- ou post-tectonique. La participation d'amphiboles au recuit des opx indique une hydratation et laisse entrevoir des phénomènes métasomatiques à l'image des xénolites de péridotites à spinelle hydratées de O'REILLY & GRIFFIN [1987].

5° Phase: Elle correspond aux rétro-morphoses tardives qui ont provoqué la serpentinitisation et la chloritisation des olivines.

I-2 Les métalherzolites à spinelle et grenat

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Les échantillons présentent une foliation très nette due à une alternance de lits millimétriques foncés et clairs. Les lits clairs sont constitués de petits cristaux trapézoïdaux d'opx, formant de très nombreuses tâches claires sur un fond plus foncé. Elles sont diffuses et en forme de petits trapèzes très étroits. Cette alternance et cette forme trapézoïdale suggère la dilacération d'un ancien rubanement très fin par cisaillement.

MICROGRAPHIE :

Les porphyroclastes d'olivine, de pyroxènes et de spinelle se répartissent selon des rubans ou des chapelets discontinus. Ils confèrent ainsi une texture porphyroclastique à la roche. Ces rubans sont alternativement à dominante dunitique et webstéritique.

Les principaux minéraux reliques sont des olivines, des opx et des spinelles.

* Les olivines : les reliques d'olivine sont relativement nombreuses, de formes ovoïdes à globuleuses et fortement recuites. Certains cristaux contiennent des inclusions de cpx, de spinelle et très rarement de minuscule grain de grenat.

* Les orthopyroxènes : Les cristaux d'opx sont relativement abondants par rapport aux autres minéraux. Ils sont tabulaires ou trapus. Ils présentent de nombreuses exsolutions de grenat en lamelles parallèles au plan (100) ou en "gouttellettes" (fig. 26 et 27). Enfin ces cristaux d'opx sont fréquemment recuits en bordure. Les produits de cette recristallisation constituent une sorte de halo lenticulaire pyroxénitique autour du cristal.

* Les clinopyroxènes : Les cristaux de cpx sont beaucoup plus rares et de plus petite taille que les cristaux d'opx. Mais ils offrent les mêmes exsolutions de grenat.

* Les spinelles : Les nombreux cristaux de spinelle présentent tous une auréole coronitique de grenat (fig. 28 et 29) et parfois de petits golfes de corrosion. Les deux phases sont en grains à joints triples de recuit et dessinent des formes fuselées à ovoïdes. Les grains de spinelle sont brun clair au centre et brun foncé à leur périphérie au voisinage du grenat. Un petit grain de spinelle a subi la coronitisation au sein même d'un cristal d'olivine qui l'incluait (fig. 30).

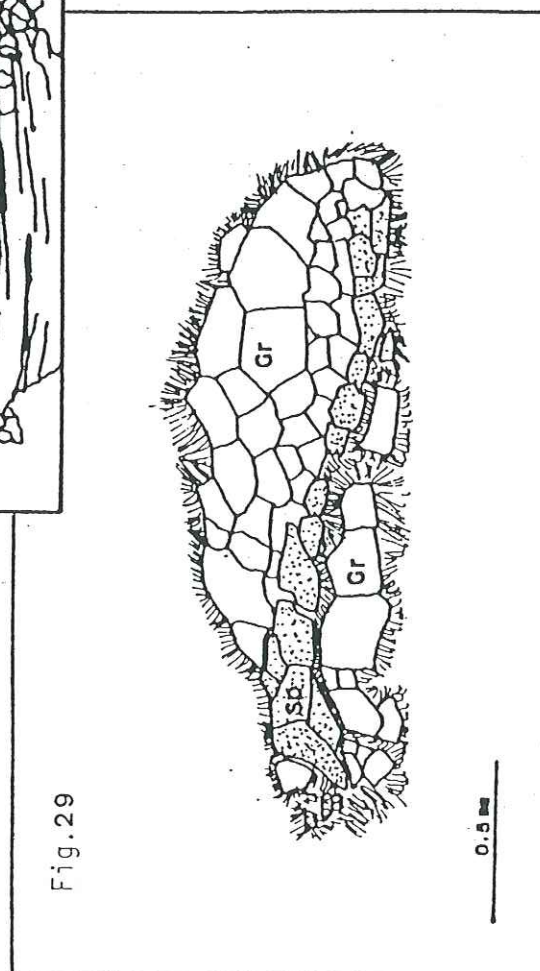
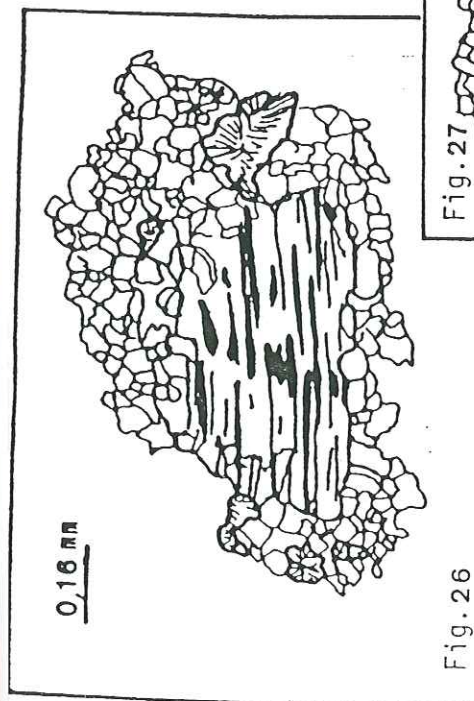
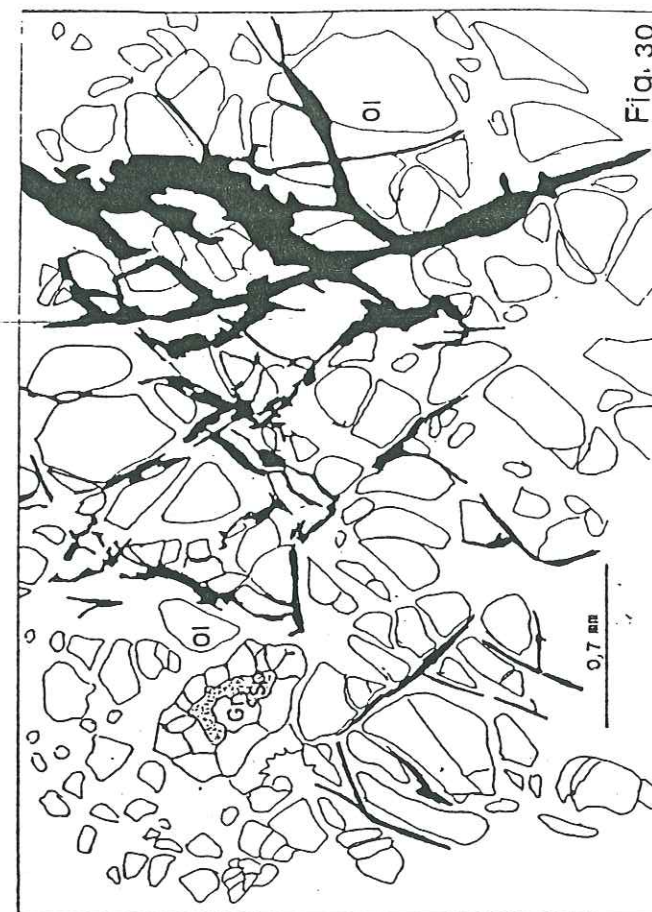
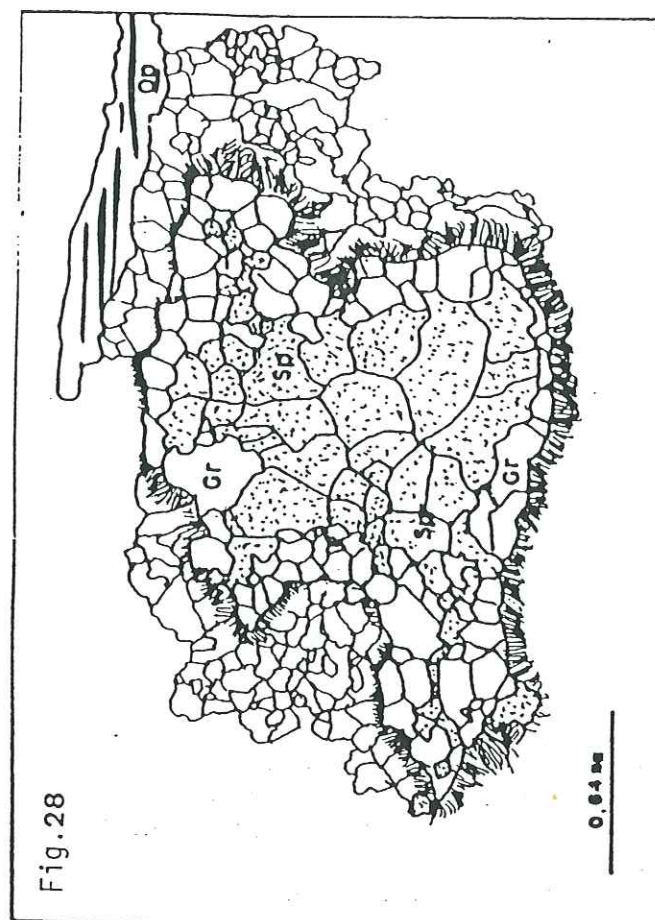
* Le grenat : Le grenat constitue des lamelles d'exsolution dans les porphyroclastes d'opx et de cpx et des couronnes autour des cristaux de spinelle. Dans ce dernier cas il montre une structure de recuit très nette. La kélyphite se développe autour de ces grenats, entre les grenats et les spinelles et altère aussi les exsolutions au sein même des cristaux de pyroxènes. Enfin de minuscules inclusions de grenat ont été découvertes dans des porphyroclastes d'olivine.

Les relations entre les phases sont dominées ici par les phénomènes de coronitisation et d'exsolution traités au Chapitre IV. Il a été noté en plus une association spatiale étroite entre les opx et les spinelles. En effet les grains de spinelle, avec leur coronite de grenat, sont toujours au voisinage d'un cristal d'opx. Il est fréquent de voir un spinelle et un opx baignant dans le même halo de recristallisation.

La matrice est constituée par une mosaïque de fins cristaux de recuit orientés. La composition minéralogique, surtout dominée par l'olivine est hétérogène. Certaines zones sont de tendance dunitique alors qu'au voisinage des porphyroclastes d'opx ou de spinelle la tendance est plutôt pyroxénitique avec des fragments de kélyphites.

TYPE	OLIVINES	OPX	CPX	SPINELLE	GRENAT
INCLUSION			Dans Cx. d'olivine	Dans Cx. d'olivine	Dans Cx. d'olivine
RELIQUES	ovoïdes recuits	Cx. tabulaires à exso. de gre.	Petits cristaux à exso. de gre.	picotites	
CORONITE					autour des spinelles
EXSOLUTION					dans les Cx. de pyroxènes
RECUIT	matrice	autour des porphyroclastes			

TABEAU n° 5 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat observés dans les métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.



LES DEFORMATIONS :

Au niveau des minéraux les indices de déformation sont liés aux orthopyroxènes et aux spinelles. Les opx sont ondulés, flexurés, plissés et offrent des Kink-bands. Les têtes de plis et les kink-bands sont généralement occupés par du grenat. Les spinelles et leurs coronites dessinent parfois des formes en 'S' (fig. 28) traduisant un cisaillement.

LA RETROMORPHOSE :

Les rétro-morphoses tardives oblitèrent parfois l'ancienne structure et sont de trois natures.

1° Des auréoles de kelyphite relativement bien développées entourent les coronites de grenat. La kelyphite apparaît également entre le spinelle et le grenat et affecte aussi les exsolutions à l'intérieur des pyroxènes.

2° Ces kelyphites sont elles-mêmes en voie de recristallisation en donnant surtout des amphiboles, indice d'une certaine hydratation.

3° L'olivine est plus ou moins serpentinisée et pour les échantillons les plus altérés de nombreux cristaux d'amphibole naissent à partir des pyroxènes.

EN RESUME :

Au moins quatre phases cristallogénétiques se dégagent de ces observations (Tableau n° 6).

1° phase : Les inclusions de cpx, de spinelle et de grenat dans des porphyroclastes d'olivine permettent d'envisager une phase précoce. Toutefois il convient d'être prudent car l'origine coronitique des inclusions de grenat n'est pas exclue.

2° phase : Elle correspond logiquement aux porphyroclastes d'opx, de cpx, d'olivine et de spinelle. L'association spatiale opx-spinelle et l'héritage d'un rubanement qui se devine sur les échantillons laissent entrevoir une certaine hétérogénéité de ce matériau.

Fig. 26 - Porphyroclastes déformés d'enstatite présentant des exsolutions de grenat (en noir). Ils sont fortement et 27 recuits en bordure. Les lamelles d'exsolution tendent à se poursuivre dans la zone de recuit périphérique (Lame SCBF-22-F2)

Fig. 28 - Relique de spinelle enrobée par une coronite de grenat. Les deux minéraux constituent des grains à joints triples très nets. La forme en 'S' de cet ensemble suggère une déformation par cisaillement. Une fine auréole de kelyphite se développe autour des grenats. Au voisinage une relique d'opx avec des lamelles d'exsolution de grenat (en noir) (Lame SCBF-22-2)

Fig. 29 - Coronite de grains de grenat à joints triples conservant des reliques de spinelle selon une transversale longitudinale suggérant un cisaillement (Lame SCBF-22-F2)

Fig. 30 - Inclusion de spinelle enrobé par une auréole de grenat dans un cristal d'olivine (Lame SCBF-22-F3).

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS DANS LES OLIVINES	1° Génération de cpx et de spinelle (et de grenat?) STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES	2° Génération de cpx et de spinelle 1° Génération d'olivine et d'opx STRUCTURE: alternance de rubans d'orthopyroxénolites à spinelle et de rubans dunitiques ?
3° PHASE	DEFORMATIONS H.T. H.P. RECUIT	- Restructuration liée aux déformations, cisaillements - Déformation des cristaux à H.P. et H.T. - 2° génération (recuit) d'opx et d'olivine STRUCTURE: Actuelle
4° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation des grenats -----> Chloritisation et serpentinitisation des olivines -----> Apparition d'amphiboles à partir des opx et des kélyphites (hydratation)
ASPECT FINAL		TEXTURE: Porphyroclastique et mylonitique RELIQUES: - Olivines avec inclusions de cpx et de spi. - Opx à exso. de grenat, déformés et recuits - Cpx à exso. de grenat, rares - Spinelles à coronites de grenat, souvent voisin d'un opx MATRICE: fine, issue de la recristallisation des olivine et des opx Kélyphitisation et altération relativement importantes

TABEAU n° 6 - Pétrogénèse des métalherzolites à spinelle et grenat du massif du Bois des Feuilles déduite de l'examen micrographique.

3° phase : Elle correspond aux déformations et aux recuits qu'ont subi les porphyroclastes. Ces événements sont réunis dans une même phase car rien ne permet de leur donner un ordre chronologique.

4° phase : Elle correspond au stade de kélyphitisation des grenats et aux rétro-morphoses tardives: amphibolitisation des kélyphites et des pyroxènes et serpentinitisation des olivines.

Remarques : En ce qui concerne les exsolutions de grenat dans les cristaux de pyroxènes et les coronites de grenat autour des spinelles, il faut être prudent quant à leur chronologie. Les

I-3 Les métadunites à grenat et spinelle

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Ce type regroupe les faciès à grenats amiboïdes de LASNIER [1971] et correspond aux dunites à grenat décrites dans la littérature (p. 15). Très répandu sur le terrain il constitue la majeure partie de l'échantillonnage (ANNEXE n° 1). Il est facilement reconnaissable à l'affleurement. Les grenats millimétriques à centimétriques constituent de nombreuses tâches roses à rouge foncé, bordées d'une auréole claire kélyphitique sur fond vert foncé à bleuâtre des serpentinites. Ces grenats, plus ou moins nombreux, se répartissent selon des rubanements ou des chapelets parallèles. Ces derniers, d'épaisseurs variables, de formes lenticulaires, prolongent parfois des lentilles pyroxénitiques centimétriques riches en grenat donnant à la roche un aspect 'fluidal' et folié.

MICROGRAPHIE :

Ces roches ont une texture en mosaïque porphyroclastique. Le recuit qui affecte la matrice dunitique oblitère toute orientation particulière. Cependant les reliques d'olivine et de grenat lorsque leur taille le permet simulent des alignements.

Les principaux minéraux reliques sont l'olivine et surtout le grenat.

* Les olivines : Les cristaux d'olivine, relativement abondants, de formes ovoïdes à fusiformes, montrent une forte recristallisation.

* Les pyroxènes : Les reliques de pyroxène sont très rares, ce qui est en parfait accord avec les observations de FIALA [1966] pour les dunites à grenat de Sklené (p. 6). Ils sont représentés par de petits grains irréguliers de cpx au voisinage des cristaux de spinelle.

* Les spinelles : Les reliques de spinelle, très nombreuses dans certains échantillons (SCBF-6 et 25), sont brun rouge foncé et cernées de grenat. Les deux minéraux constituent des grains parfois de grande taille (jusqu'à 2 mm) à contours très irréguliers.

* Les grenats : Les reliques de grenat se présentent surtout sous forme de grands cristaux irréguliers poecilitiques et kélyphitisés. Ils contiennent de nombreuses inclusions d'olivine (fig. 31 et 32). Lorsque ces cristaux d'olivine ont été complètement serpentinisés, il subsiste de vastes golfes qui confèrent un aspect amiboïde [LASNIER, 1977] aux grenats. Ce minéral contient plus rarement des grains ovoïdes de spinelle brun très foncé, presque opaques et de pyroxènes.

Dans les échantillons SCBF-6 et 25 le grenat constitue des coronites très irrégulières, anguleuses et parfois en grains à joints triples autour des spinelles.

Dans les échantillons n'offrant pas de texture de recuit les grenats sont dépourvus de kélyphite et sont plus anguleux.

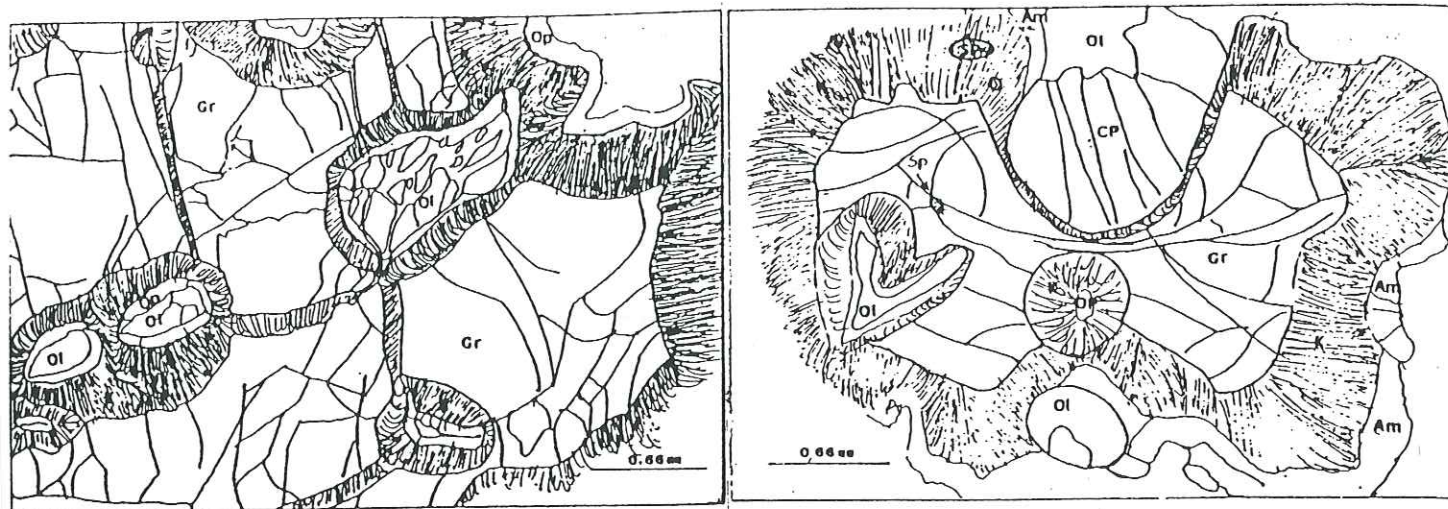


Fig. 31 - Porphyroclastes de grenat à inclusions d'olivine. La kélyphite se développe autour du grenat, dans les fractures et au contact des inclusions. Elle réagit avec l'olivine en donnant une auréole d'opx (Lame SCBF-10-10)

Fig. 32 - Même chose que la fig. 29, avec des inclusions de spinelle et de cpx. Vers l'extérieur la kélyphite recrystallise en amphiboles.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE	GRENAT
INCLUSION	Dans les Cx. de grenat		Dans les Cx. de grenat	Dans les Cx. de grenat	
PORPHYROCLASTES	ovoïdes recuits	très	rare	brun rouge foncé	Grandes plages à inclu. d'ol.
CORONITE		entre olivine et kélyphites			autour des spinelles
RECUITS	matrice	dans les Cx. de grenat	X	X	X

TABEAU n° 7 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat observés dans les métadunites à grenat du Bois des Feuilles.

La matrice se compose de cristaux polygonaux et équants d'olivine à joints triples, déterminant une mosaïque de recuit. Certains de ces cristaux contiennent de très fines inclusions de spinelle visibles à fort grossissement. Quelques amas kélyphitiques en cours de recrystallisation se mêlent à ces cristaux, ainsi que les amphiboles issues de ce recuit. D'autres phases en quantité très faible sont aussi présentes: petites pustules de spinelle, minéraux opaques et de rares cristaux de pyroxènes.

LES DEFORMATIONS :

Les reliques d'olivine ont des extinctions onduleuses et présentent des kink-bands. Les cristaux de grenat sont fissurés et bréchifiés.

A l'examen micrographique le recuit de la matrice rend délicate l'observation de l'orientation. L'aspect folié ne se voit qu'à l'affleurement ou sur les échantillons où les cristaux de grenat paraissent issus de la dispersion de rubans. Il est difficile de savoir si cette dispersion est due à un boudinage ou à une dilacération par cisaillement intense des anciennes textures.

RETROMORPHOSE :

Les rétro-morphoses tardives se manifestent de trois façons.

1° Une auréole de kélyphite relativement épaisse s'est développée autour des cristaux et des coronites de grenat, mais aussi au contact des inclusions et des spinelles. Lorsque le grenat est complètement rétro-morphosé, il ne subsiste parfois que les anciennes inclusions d'olivine ou les cristaux de spinelle avec une double auréole de kélyphite. Si l'inclusion est une olivine la kélyphite semble réagir avec ce minéral sous forme d'une couronne d'opx autour de l'olivine.

2° La kélyphite est elle-même rétro-morphosée par des amphiboles qui constituent une auréole externe.

3° Les olivines sont chloritisées et serpentinisées.

EN RESUME :

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS DANS LES GRENATS	1° Génération d'olivine, de spinelle (et de pyroxènes) STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES	Apparition des grenats, des olivines et des spinelles STRUCTURE : hétérogène ?
3° PHASE	DEFORMATIONS DE H.T. et H.P.	Dispersion des minéraux
4° PHASE	RECUIT	3° Génération d'olivine (recuit) oblitération des anciennes structures
5° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation des grenats -----> Apparition d'amphiboles à partir de la kélyphite (hydratation) -----> Chloritisation et serpentinisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: Mosaïque porphyroclastique RELIQUES: - Olivine - Grenat à inclusions d'ol., pyro. et spinelle - Spinelles à coronites de grenat MATRICE: mosaïque de cristaux polygonaux d'olivines Kélyphitisation et altération relativement importantes

TABEAU n° 8 - Pétrogénèse des métadunites à grenat du massif du Bois des Feuilles déduite de la micrographie.

Ces observations conduisent au scénario suivant (Tableau n° 8).

1° phase : Elle correspond logiquement aux inclusions d'olivine, de pyroxènes et de spinelle observées dans les grenats.

2° phase : Elle se traduit par l'apparition des porphyroclastes de grenat, d'olivine mais aussi de spinelle avec ou sans coronite de grenat. Ceci pose le problème de la coexistence du spinelle et du grenat tous deux présents sous forme de porphyroclastes indépendants. En ce qui concerne les coronites de grenat, les remarques faites pour les lherzolites (p. 63) restent valables.

3° phase : Elle correspond à l'épisode tectonique de H.T. qui a provoqué la dispersion des minéraux et l'étirement des structures antérieures.

4° phase : De toute évidence l'épisode thermique qui a provoqué le recuit final est post-tectonique (oblitération des structures issues de la phase 3), d'où cette 4° phase.

5° phase : Elle correspond aux rétro-morphoses tardives : kelyphitisation, amphibolitisation et serpentinitisation.

II - LES PERIDOTITES DE CHAGNON

Sur le terrain, en raison des cultures, seule la fréquence des blocs de serpentinites remontés par les labours ou utilisés dans les murettes a permis de localiser les corps ultrabasiques et de préciser leur géométrie. Le massif est morcelé en une série de lentilles décimétriques parallèles ou alignées et concordantes avec l'encaissant (fig. 18). Des prolongements pourraient être envisagés vers le S.O. près de Tonnerieux et vers le N.E. où des fragments d'ultrabasites ont été trouvés localement à l'occasion de ces recherches.

L'échantillonnage se compose de métalherzolites à spinelle et de métalherzolites à spinelle et grenat rubanées récoltées respectivement en bordure de la Durèze et au lieu dit Les Rivoires.

II-1 Les métalherzolites à spinelle

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Les échantillons correspondant à ce type sont foliés mais ne présentent pas de rubanement particulier. Toutefois les reliques de pyroxènes visibles à l'œil nu se répartissent selon des plans parallèles à la foliation. Le fond de la roche varie entre le vert foncé et le gris bleu.

MICROGRAPHIE :

La texture est constituée de cristaux porphyroclastiques et d'une mosaïque de recuit dunitique.

Les minéraux reliques se composent d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle.

* Les olivines : Les reliques d'olivine, de forme ovoïde à fusiforme, présentent un recuit relativement important.

* Les orthopyroxènes : Les cristaux d'opx, tabulaires ou fuselés, de grandes tailles (jusqu'à 5 mm), présentent des exsolutions de cpx parallèle au plan (100). Ils contiennent des inclusions d'olivine, de spinelle et parfois de sulfures. Ils sont également affectés de kink bands qui donnent lieu à des recristallisations de cpx, d'amphiboles et de spinelle (fig. 33 et 34).

* Les clinopyroxènes : Les cpx, beaucoup moins fréquents et en cristaux plus petits, présentent les mêmes caractéristiques que les opx. Ils présentent des exsolutions trapézoïdales de spinelle.

* Les spinelles : Les grains de spinelle se présentent en grandes plages amiboïdes. Cette forme est due aux inclusions fréquentes d'olivine, d'opx et de cpx (fig. 35).

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE
INCLUSION	Dans pyroxènes et spinelles	Dans les spinelles	Dans les spinelles	Dans les opx
PORPHYROCLASTES	Ovoïdes et recuits	tabulaires exso. de cpx	X	Cx. amiboïdes nb. inclusions
AMAS POLYCRISTALLINS	X	X	X	X
CORONITE				Autour d'incl. d'ol. dans opx
EXSOLUTION			Dans les Cx. d'opx	Dans les Cx. de cpx
RECUIT	Matrice	Autour des reliques	Autours des reliques	Dans les Cx. de pyroxènes

TABEAU n° 9 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle observés dans les métalherzolites à spinelle de Chagnon.

* Les amas polycristallins de spinelle, d'opx et de cpx observés dans les lames sont de deux types :

- des porphyroclastes de spinelle poecilites à inclusions d'opx, de cpx et plus rarement d'olivine (fig. 35), déjà signalés au Bois des Feuilles;

- des "agglomérats" individualisés de petites plages interstitielles de spinelle, d'opx et d'olivine (fig. 36).

De tels assemblages ont été signalés par CONQUERE [1978] dans l'Ariège. MERCIER & NICOLAS [1975] avancent l'hypothèse que ces amas ont été produits par la démixion d'un opx riche en Al et en Ca appartenant à l'un des 1° stades de la paragenèse "primaire". Selon SMITH [1977], BERGER [1977] et REID & WOODS [1978] ils dériveraient d'assemblages olivine-grenat par exsolution et recristallisation à la suite de mécanismes mantelliques conduisant des péridotites à grenat dans des régions de pression plus faible. De tels amas ont également été décrits par NICOLAS et al. [1987] dans des xénolites de lherzolites à spinelle dans des basaltes du Massif Central Français. Ils les interprètent comme des cavités de fusion partielle d'une péridotite à

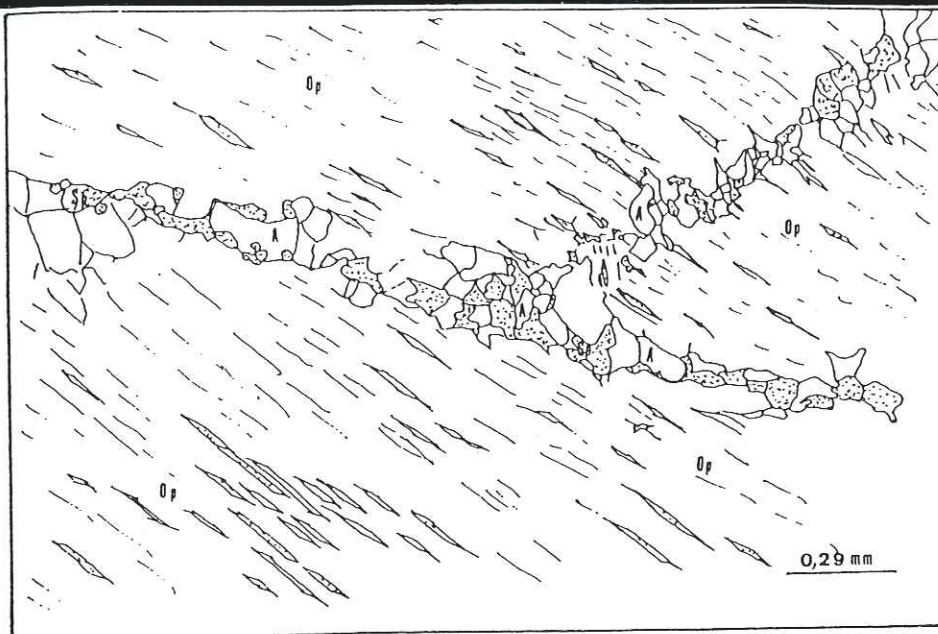


Fig. 33 - Cristaux de recuit de spinelle et d'amphibole au niveau d'un king-band d'un porphyroclaste d'opx. Ce dernier présente aussi de fines exsolutions trapézoïdales de spinelle (Lame CH3-8-2).



Fig. 34 - Amas de petits cristaux interstitiels de spinelle, d'opx et d'olivine (Lame CH3-1-S1).

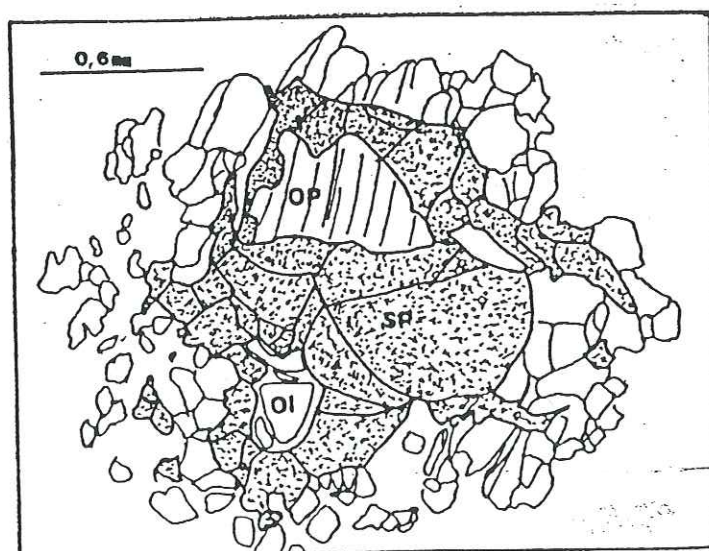


Fig. 35 - Porphyroclaste de spinelle incluant des cristaux d'opx et d'olivine (Lame CH3-1-S5).

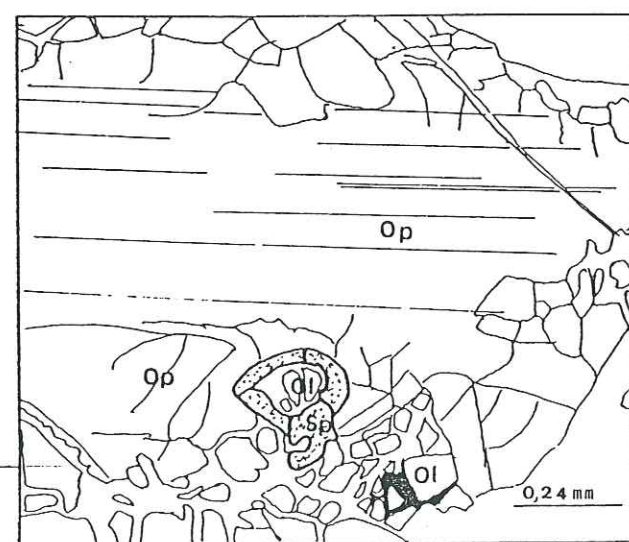


Fig. 36 - Inclusion d'olivine dans un cristal d'opx partiellement recuit enrobée de spinelle. (Lame CH3-4-16)

grenat en cours d'ascension lors de processus diapiriques. Ces auteurs avancent aussi l'hypothèse que ces amas sont des recuits d'anciennes kelyphites.

Des réactions entre olivine, opx et spinelle semblent avoir eu lieu. La figure 36 montre une couronne de spinelle brun autour d'un cristal d'olivine. L'ensemble est inclus dans un cristal d'opx.

La matrice de ces matériaux, à dominante dunitique est constituée par une mosaïque de recuit à grands cristaux polygonaux d'olivine. Elle peut donc être qualifiée de granoblastique équante. Le reste se compose :

- d'agrégats de cristaux polygonaux et imbriqués d'opx et de spinelle brun, probablement issues de la recrystallisation d'amas polycristallins;

- de cristaux de recuit de cpx et d'opx;

- et d'amphiboles.

LES DEFORMATIONS :

Les indices de déformation sont surtout visibles dans les pyroxènes. Ces derniers montrent divers types de plis : ondulations, plis en "cornue" et des kink-bands. Ces derniers favorisent la recrystallisation dont les produits sont : cpx, spinelle et surtout amphibole.

Certains porphyroclastes d'olivine offrent aussi des extinctions onduleuses ou sont kinkées.

A l'échelle de l'échantillon la déformation se caractérise par la répartition des reliques selon des chapelets discontinus et parallèles à la foliation générale. Cela implique un étirement important à H.T. C'est probablement au cours de cet épisode que les cristaux de pyroxène ont du être déformés.

Cependant la dernière phase de recuit important a oblitéré toute orientation préférentielle de la matrice.

RETROMORPHOSE :

Les échantillons frais sont rares. La plupart sont très altérés et les rétro-morphoses tardives se caractérisent par deux phénomènes.

1°) Des amphiboles se développent aux sein des reliques de pyroxène et participent à leur recrystallisation.

2°) La chloritisation et la serpentinisation affectent les olivines.

EN RESUME :

L'histoire cristallogénétique de ces matériaux est la suivante (TABLEAU n° 10).

1° Phase : Elle correspond aux inclusions d'olivine et de spinelle dans les cristaux d'opx et d'olivine d'une part et d'opx et de cpx dans les cristaux de spinelle d'autre part. Comme pour les métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles il faut être prudent car rien ne dit que ces phases soient contemporaines. D'autre part des origines diverses sont possibles.

PHASES	CORRESPONDANCE	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS	1° Génération d'olivine (d'opx et de cpx?) STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES	1° Génération de spinelle (1° ou 2° Génération d'opx ou de cpx?) 2° Génération d'opx STRUCTURE: Alternance de webstérites à sp. et de dunite?
3° PHASE	DEFORMATION H.T.	Etirement des structures et dispersion des minéraux.
4° PHASE	RECUIT	3° Génération d'olivine et de pyroxènes (Cx. de recuit)
5° PHASE	RETROMORPHOSES	-----> Ouralitisation des pyroxènes
	TARDIVES	-----> Chloritisisation et serpentinitisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: Porphyroclastique à mosaïque à porphyroclastes RELIQUES: - Olivines - Cpx et surtout opx avec inclusions d'olivine - Spinelles à inclusions d'ol., d'opx et de cpx MATRICE: mosaïque de cristaux polygonaux d'olivines, de quelque pyroxènes et d'amphiboles

TABEAU N° 10 - Pétrogénèse des métalherzolites à spinelle du massif de Chagnon déduite de la micrographie.

2° Phase : D'après les porphyroclastes, le matériau suivant devait être constitué d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle. Sa structure est délicate à saisir car les amas polycristallins opx+cpx+sp peuvent être des reliques d'anciens rubans de pyroxénites à spinelle ou résulter de la démixion de pyroxènes hyperalumineux antérieurs.

3° Phase : Bien qu'aucune structure ne subsiste, à l'image des matériaux précédemment étudiés, un épisode de déformation à H.P. et H.T. a entraîné la dispersion des cristaux.

4° Phase : Elle correspond aux dernières recrystallisations qui sont à l'origine de la matrice en oblitérant l'ancienne fabrique.

5° Phase : Elle correspond aux rétro-morphoses tardives, probablement polyphasées, qui ont entraîné l'ouralisation des pyroxènes et l'altération des olivines.

II-2 Les métalherzolites à spinelle et grenat

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Ces roches à pâte fine et foliées alternent avec des rubans clairs millimétriques à centimétriques de pyroxénites à grenat. Ces dernières seront décrites au chapitre III.

MICROGRAPHIE :

La texture ultramylonitique offre un aspect fluidal. Les clastes sont aplatis, laminés et dispersés en chapelets discontinus et parallèles à la foliation générale.

Les cinq minéraux reliques sont l'olivine, l'opx, le cpx, le spinelle et le grenat.

* Les olivines : Les reliques d'olivine sont réduites à des amandes fusiformes très longues, dilacérées, étirées et recrystallisées. Elles contiennent parfois de petites inclusions de spinelle rouge vif.

* Les orthopyroxènes : Les cristaux d'opx moins fréquents que dans les faciès précédents, sont soit trapus soit au contraire étirés, très longs et étroits. Ils présentent de fines exsolutions de cpx. Certains contiennent des inclusions d'olivine ou de spinelles.

* Les clinopyroxènes plus fréquents que dans les matériaux précédents, constituent le plus souvent des amas polycristallins avec le grenat, avec lequel ils sont étroitement associés. Ils se présentent aussi en porphyroclastes isolés.

* Le spinelle constitue de nombreux porphyroclastes isolés, fuselés, parfois recrystallisés en grains à joints triples de recuit et contient souvent de petites inclusions d'olivine ou de cpx. Certains cristaux sont blindés par une auréole coronitique de grenat. Tous ces spinelles sont des picotites oranges à rouge foncé.

* Le grenat : En plus des amas polycristallins de cpx et de grenat et des coronites autour des spinelles, le grenat se rencontre en grains anguleux et isolés. Certains contiennent des inclusions de cpx. Dans ce faciès la kelyphite est peu ou pas développée.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE	GRENAT
INCLUSION	Dans pyroxènes et spinelles	Dans les spinelles	Dans les spi. et les grenats	Dans les olivines	
PORPHYROCLASTES	Etirés et recuits	Longs - étirés exso. de cpx	Fréquents et à exso. de spi.	Cx. étirés à inclusions	X
AMAS POLYCRISTALLINS	Avec des opx	Avec des ol.	Avec des gre.		Avec des cpx
CORONITE					Autour des spinelles
EXSOLUTION			Dans les Cx. d'opx	Dans les Cx. de cpx	
RECUIT	Matrice	Autour des reliques de py.	Autours des reliques de py.	X	X

TABEAU n° 11 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat observés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

La matrice très fine se compose de cristaux d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et d'amphiboles orientés selon la foliation générale. Ces minéraux sont en grande partie les produits de recuit des porphyroclastes. La répartition très hétérogène de ces petits cristaux se fait selon des nuages lenticulaires pyroxénitiques ou dunitiques.

LA DEFORMATION :

La déformation se caractérise par l'aspect mylonitique et "fluidal" du matériau et l'étirement des reliques. La mylonitisation est telle que les coronites de grenat sont dissociées des spinelles, broyées et dispersées dans un même plan. C'est ainsi que l'on peut observer des chapelets de petits grains anguleux de grenat et de spinelle. L'aspect étiré des opx, ainsi que les fines exsolutions de cpx peuvent être le résultat de glissements [NICOLAS & POIRIER, 1976]. Au cours de cette déformation, une hybridation tectonique par boudinage extrême de matériaux divers coexistants est à envisager. Les amas polycristallins de grenat et de cpx rappellent la composition minéralogique dominante des rubans pyroxénolitiques (Chapitre III).

RETROMORPHOSE :

Ces roches présentent un degré d'altération très variable. Trois types de rétro-morphoses tardives ont été notés selon leur ordre chronologique probable :

1° un processus de kélyphitisation peu marqué, voir absent;

2° apparition d'amphiboles à partir de la recristallisation des kélyphites et de pargasites au voisinage des rubans;

3° chloritisation et serpentinitisation parfois totales des cristaux d'olivine de recuit de la matrice.

EN RESUME :

Ces observations conduisent au scénario cristallogénétique suivant.

1° Phase : A l'image des matériaux précédents, les inclusions d'olivine, de pyroxènes et de spinelle permettent d'envisager une phase précoce.

2° Phase : Les porphyroclastes d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat suggèrent l'existence avant déformation d'ultra basites dans lesquelles auraient coexisté le grenat et le spinelle. Ces cristaux isolés de grenat peuvent être des fragments d'anciennes coronites autour de cristaux de spinelle complètement pseudomorphosés ou des éléments hybrides issus du boudinage extrême des pyroxénolites associées. Toutefois l'équilibre des deux phases est aussi à envisager à l'image des exemples d'Australie [FERGUSSON et al. 1977] et de Lozère [BERGER & BROUSSE, 1976], [CARSWELL, 1980] (p. 45).

3° Phase : Des déformations intenses à H.T. entraînent la dispersion des cristaux par étirement et boudinage des structures. Un recuit important paraît accompagner la fin des ces événements en générant la matrice sub-actuelle. La dispersion des coronites de grenat implique que leur apparition est antérieure aux déformations.

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS	1° Génération d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES	2° Génération d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle (1° Génération de grenat? Réaction spinelle → grenat?) STRUCTURE: Probablement hétérogène
3° PHASE	DEFORMATIONS DE H.T.	- Déformation, étirement, mylonitisation et dispersion des structures et des minéraux - Recristallisation des minéraux
4° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation faible des grenats -----> Apparition d'amphiboles à partir des kélyphites et au voisinage des rubans (pargasites). -----> Chloritisation et serpentinitisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: Ultramylonitique et aspect fluidal RELIQUES: - Cristaux d'ol. très étirés, recuits à inclu- sions de spinelle - Cristaux très étirés d'opx - Cristaux de cpx isolés ou très liés au grenat - Cristaux de spinel. à inclusions d'ol., d'opx et de cpx ou à coronite de grenat - Cristaux de grenat isolés ou jointifs avec des cristaux de cpx MATRICE: Fine, recuit syntectonique, composition minéralogique inhomogène :

TABEAU n° 12 - Pétrogénèse des métalharzolites à spinelle et grenat du massif de Chagnon déduite de la micrographie.

4° Phase : Les rétro-morphoses tardives entraînent la kélyphitisation des grenats, l'apparition d'amphiboles à partir des kélyphites et en bordure des rubans pyroxénolitiques, la chloritisation et la serpentinitisation des péridots.

III LES PERIDOTITES DU MASSIF DE L'ARTIGE (HAUT LIMOUSIN)

L'étude s'est bornée à l'examen des échantillons récoltés par PIBOULE et BONNOT. Ils correspondent tous à des métalharzolites à spinelle et grenat.

CARACTERISTIQUES MACROSCOPIQUES :

Ces échantillons sont constitués par une alternance de lits dunitiques et lherzolitiques. De nombreux clastes se répartissent en chapelets parallèles à ce rubanement et se détachent sur le fond vert foncé de la roche. Ils présentent enfin des rubans webstéritiques discontinus parfois boudinés et renflés autour de cristaux centimétriques de grenat ou de pyroxènes (Chapitre III).

MICROGRAPHIE :

La texture de ces matériaux est mylonitique à ultramylonitique.

Les minéraux reliques sont des olivines, des opx, des cpx, des spinelles et des grenats.

* **L'olivine** : Elle constitue des porphyroclastes en amande plus ou moins étirés, parfois kinkés. Des inclusions de grenat ont été découverts par BONNOT [1978] et BONNOT & PIBOULE [1980] et lors de cette étude (fig. 37 et 38).

* **Les orthopyroxènes** : Les porphyroclastes d'opx, parfois de grande taille (4 mm X 2 mm) et à contours irréguliers sont de formes globuleuses, tabulaires ou étirées. Ils montrent de fines exsolutions de cpx et sont modérément recristallisés en bordure. Ils contiennent des inclusions d'olivine.

* **Les clinopyroxènes** : Les cristaux de cpx sont relativement nombreux et de petite taille (<2mm) par rapport aux cristaux d'opx. Ils contiennent également des inclusions d'olivine.

* **Les spinelles** : Les cristaux de spinelle présentent un zonage de teinte: les petits grains et les bordures des grands cristaux sont brun rosé alors que les coeurs des grands clastes sont brun verdâtre. Ils possèdent des inclusions ovoïdes d'opx, de cpx et d'olivine (fig. 39). Dans certains cas, une fine coronite de grains à joints triples de grenat enrobe les cristaux de spinelle.

* **Les grenats** : Les porphyroclastes de grenat sont très rares. Ils se rencontrent, en bordure des rubans ou de petits "filonnets" pyroxénitiques, en grains arrondis ou lenticulaires. Le grenat compose de très fines coronites autour de quelques cristaux de spinelle.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE	GRENAT
INCLUSION	Dans les Cx. de pyro. et spi.	Dans les Cx. de spinelle	Dans les Cx. de spinelle		Dans les Cx. d'olivine
PORPHYROCLASTES	Ovoïdes et étirés	Étirés ou tabulaires	X	Brun rosé à verdâtre	Au voisinage des rubans
CORONITE					Autour des Cx. de spi.
EXSOLUTION			Dans les cpx		rare Dans les opx
RECUIT	Matrice	Autours des reliques	Autours des reliques		

TABEAU n° 13 - Synthèse des types d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat observés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

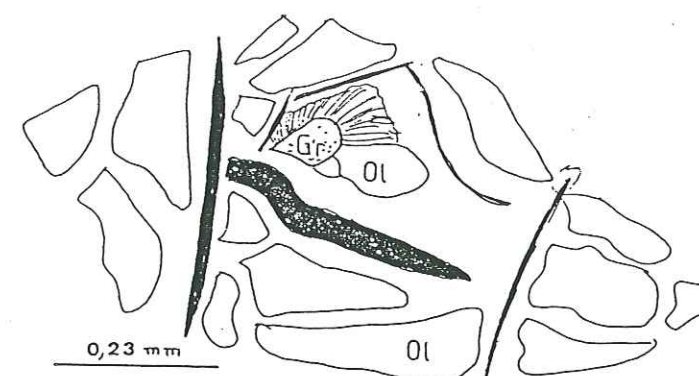
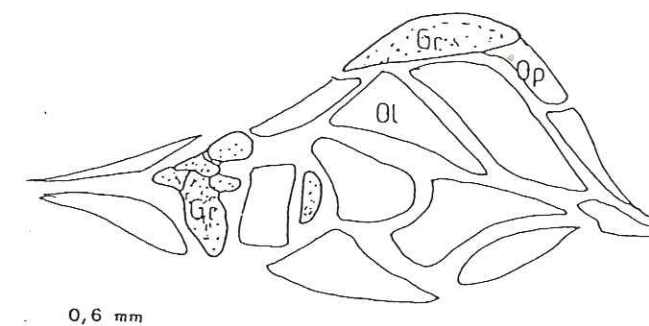


Fig. 37 et 38 - Deux exemples d'inclusions de grenat dans un porphyroclaste d'olivine. Dans la fig. 37 l'inclusion est kélyphitisée.

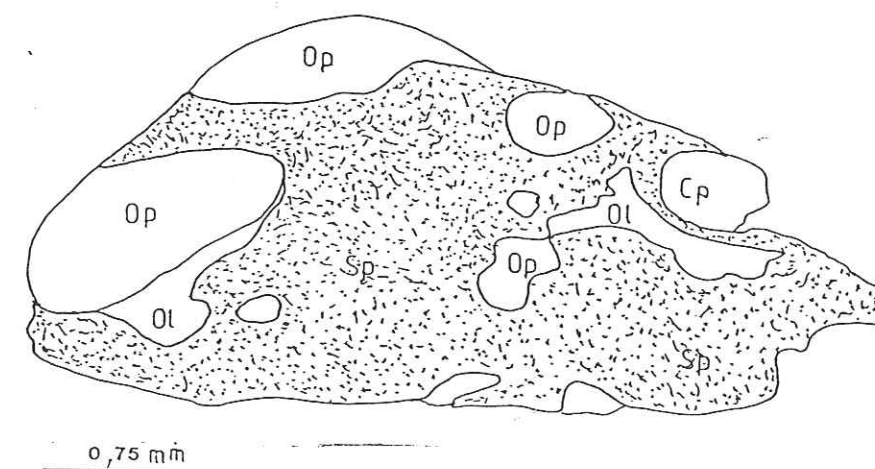


Fig. 39 - Porphyroclaste de spinelle à inclusions multiples d'olivine, d'opx et de cpx. A noter le plaquage d'olivine sur l'une des inclusions d'opx (réaction opx + sp ----> ol ?).

Les relations entre les phases se caractérisent par des amandes polycristallines de cristaux ovoïdes d'opx et de cpx cimentés par du spinelle ou inclus dans un porphyroclaste de spinelle. Cela avait déjà été évoqué à propos des métalherzolites à spinelle de Chagnon et du Bois des Feuilles. Même sous cette forme le spinelle est susceptible d'être enrobé de grenat (fig. 57). Comme dans les cas précédents ces amas peuvent signifier la préexistence de webstérites à spinelle.

La matrice à dominante dunitique est fine et constituée par les produits de recristallisation des reliques. Les cristaux de recuit sont orientés selon la foliation générale.

LES DEFORMATIONS :

La dispersion linéaire des clastes, la texture mylonitique et l'aspect fluidal des échantillons suggèrent un étirement sous H.T. Les porphyroclastes d'olivine sont kinkés, étirés et semblent parfois avoir été dilacérés par cisaillement. Les cristaux d'opx présentent de fines exsolutions parallèles au plan (100), des kink-bands et quelques plis en cornue. Enfin les cristaux de spinelle sont bréchifiés et leurs inclusions sont parfois kinkées.

RETROMORPHOSE :

Les rétromorphoses tardives se caractérisent par la kélyphitisation des rares cristaux de grenat, le développement d'amphiboles à partir des kélyphites et des pyroxènes, la chloritisation et la serpentinitisation plus ou moins complètes des olivines de la matrice.

EN RESUME :

L'histoire cristallogénétique de ces péridotites semble être la suivante.

1° Phase : Les inclusions d'olivine, d'opx, de cpx et de grenat dans les porphyroclastes permettent d'envisager, avec néanmoins une certaine prudence, la préexistence d'une péridotite à grenat.

2° Phase : Les porphyroclastes d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle correspondraient plutôt à une péridotite à spinelle. Cependant les amas polycristallins à pyroxènes, olivine et spinelles pourraient être les reliques de pyroxénolites à spinelle ou comme pour les cas précédents, signifier la démixion à partir de pyroxènes hyperalumineux préexistants.

3° Phase : Une déformation importante entraîne l'étirement des structures, la déformation et la dispersion des cristaux. Ceci a du se produire à H.T. facilitant le comportement plastique de l'olivine, constituant principal de ces matériaux et l'acquisition de la texture actuelle.

4° Phase : Enfin des épisodes polyphasés métamorphiques de pression et de température plus faibles provoquent successivement:

- la kélyphitisation du grenat;
- l'amphibolitisation des kélyphites et des pyroxènes;
- la chloritisation et la serpentinitisation de l'olivine.

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	INCLUSIONS	1° Génération d'olivine, d'opx, de cpx et de grenat (péridotite à grenat ?) STRUCTURE ?
2° PHASE	PORPHYROCLASTES	2° Génération d'ol., d'opx, de cpx et et 1° génération de spinelle STRUCTURE: Rubans de pyroxénolites à spinelle ?
3° PHASE	DEFORMATION A H.T.	- Etirement, déformation et dispersion des cristaux - Hybridation possible avec les rubans pyroxénolitiques STRUCTURE actuelle
4° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation des rares grenats -----> Apparition d'amphiboles à partir des kélyphites -----> Chloritisation et serpentinitisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: Ultramylonitique et aspect fluidal RELIQUES: - Cristaux d'ol. très étirés, recuits à inclusions de grenat - Cristaux globuleux ou tabulaire d'opx à inclusion d'olivine - Cristaux de cpx parfois à inclusions d'ol. - Amas de cristaux ovoïdes d'opx et de cpx liés ou en inclusions des les spinelles MATRICE: Fine et recuit syntectonique

TABEAU n° 14 - Pétrogénèse des métalharzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige (Haut-Limousin) déduite de la micrographie.

LES PYROXENOLITES

I LES PYROXENOLITES DU MASSIF DU BOIS DES FEUILLES

I-1 Pétrographie

Des rubans de clinopyroxénolites très riche en grenat on été reconnus au Bois des Feuilles.

ASPECTS MACROSCOPIQUES :

Ces rubans webstéritiques, d'épaisseur centimétrique, sont associés aux métadunités à grenat (p. 67). A l'affleurement ces rubans sont discontinus, boudinés et parallèles à la foliation générale de la roche. Le grenat confère à ces rubans une teinte légèrement rosâtre.

MICROGRAPHIE :

La texture des rubans observés est porphyroblastique, déterminée par de grands cristaux xénomorphes et poecilolitiques de grenat qui englobent des cristaux de taille variée de cpx et d'olivine (fig. 40).

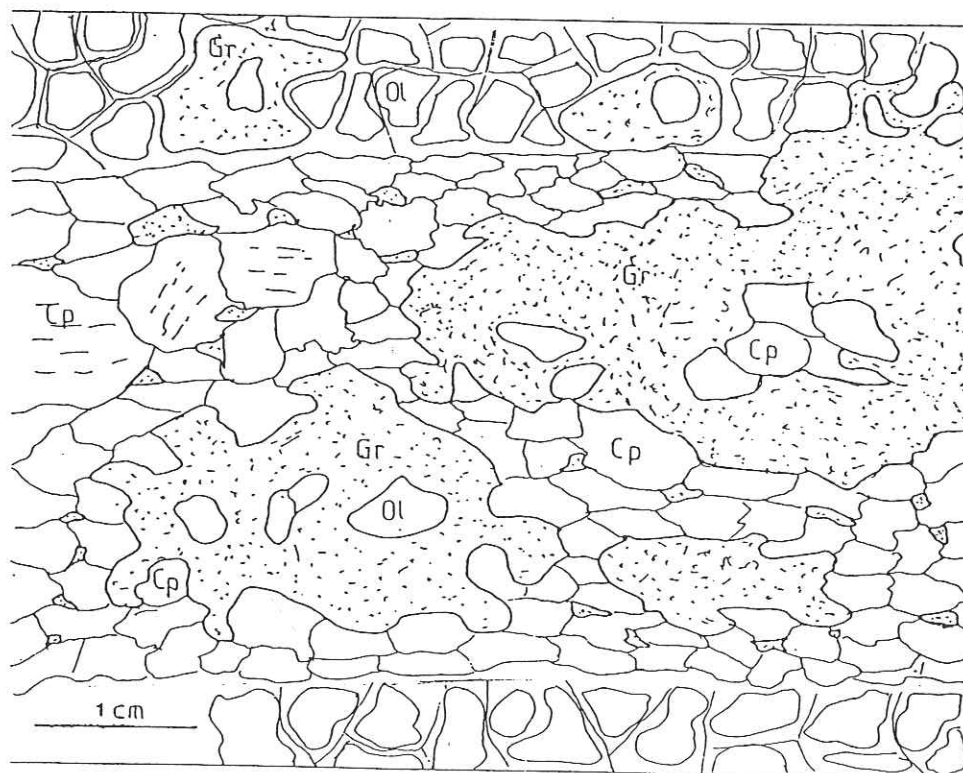


Fig. 40 - Texture d'un ruban de clinopyroxénolite à grenat associé aux métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.

* Le grenat constitue la phase principale, sous forme de grandes plages xénomorphes et centimétriques. Il contient des cristaux parfois jointifs de cpx, de taille variable et de forme presque toujours ovoïde. Au voisinage des bordures, ces plages contiennent aussi des cristaux d'olivine et plus rarement d'opx. Les inclusions d'olivine également ovoïdes laissent des sortes de 'golfs' lorsqu'elles sont entièrement serpentinisées et chloritisées. Ces grenats contiennent enfin de très rares et petites inclusions de picotite, de répartition et de formes quelconques. Ces grenats rappellent fortement ceux qui sont décrits dans la dunite encaissante (p. 58). Le grenat constitue également de petits grains jointifs entre les cristaux de cpx.

* Le clinopyroxène compose le reste des rubans sous la forme de grands cristaux jointifs plus ou moins orientés. Certains présentent de nombreuses lamelles d'exsolution dont l'extrême finesse empêche la détermination. Ces cristaux sont souvent englobés par le grenat.

LA DEFORMATION :

A l'échelle des minéraux les indices de déformation sont peu nombreux. Seuls les grenats sont fissurés ou fracturés, en particulier en bordure des rubans. A l'échelle de la lame mince des fragments anguleux de grenat, accompagnés de leurs inclusions s'individualisent en bordure des rubans, se détachent et se mêlent aux minéraux de la dunite encaissante. Cette hybridation tectonique se devine à l'affleurement (p. 67).

LES RETROMORPHOSES :

Une auréole de kélyphite se développe autour des cristaux de grenat et entre ces derniers et leurs inclusions lorsqu'ils sont environnés ou en contact avec la dunite encaissante.

Les pyroxènes sont amphibolitisés dans les rubans très altérés (pargasitites).

La chloritisation et la serpentinitisation affectent l'olivine et se développent entre le ruban et la roche encaissante.

I-2 Géochimie

CODE ECHANTILLON	2998 SCBF-33	2999 SCBF-33
SiO ₂	45,29	44,62
Al ₂ O ₃	12,40	14,20
Fe ₂ O ₃ tot.	7,29	7,10
MnO	0,22	0,25
MgO	21,40	21,36
CaO	8,65	8,75
Na ₂ O	0,66	0,52
K ₂ O	0,03	0,02
TiO ₂	0,38	0,21
P ₂ O ₅	0,03	0,01
PF	4,03	3,20
	100,38	100,24

TABEAU n° 15 - Deux analyses en roche totale de clinopyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles

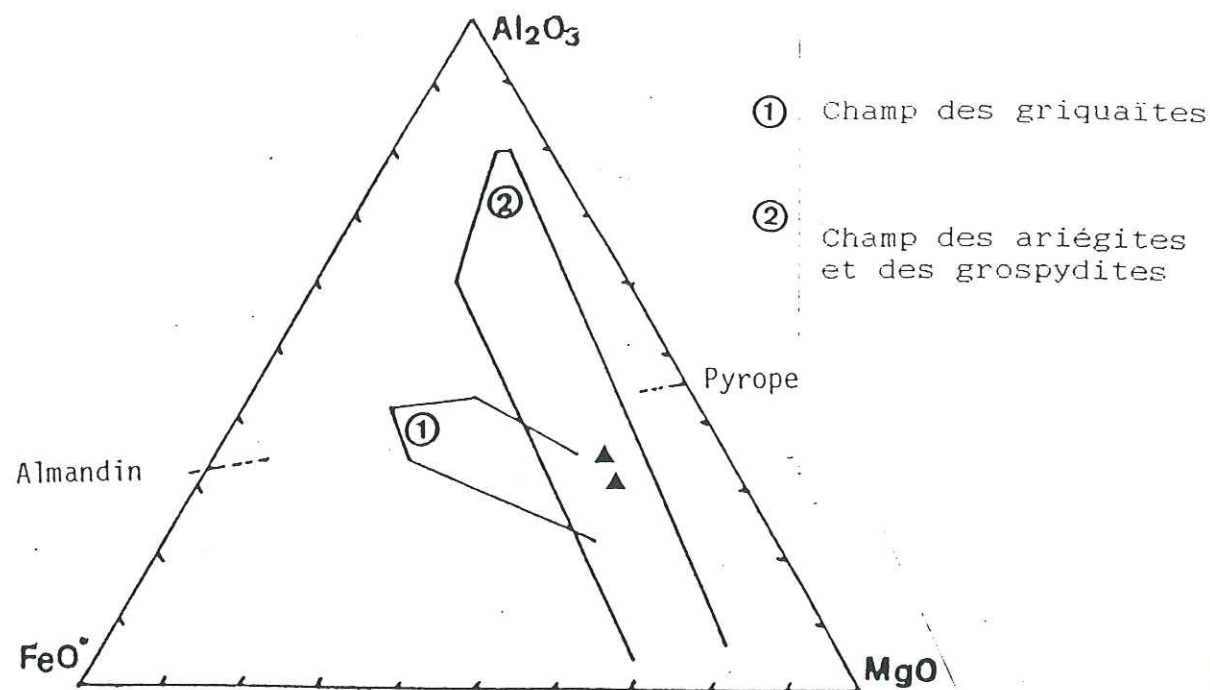


Fig. 41 - Positions de deux analyses d'une pyroxénolite à grenat du Bois des Feuilles (éch. SCBF-33) dans le diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et KORNPROBST et al. [1987]. $FeO^* = FeO + MgO$

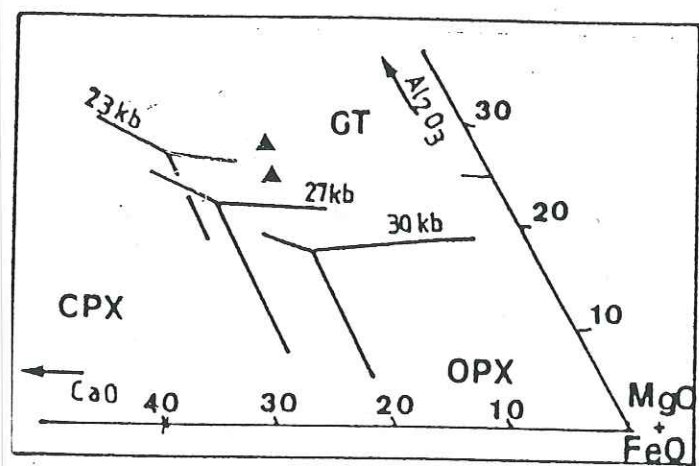
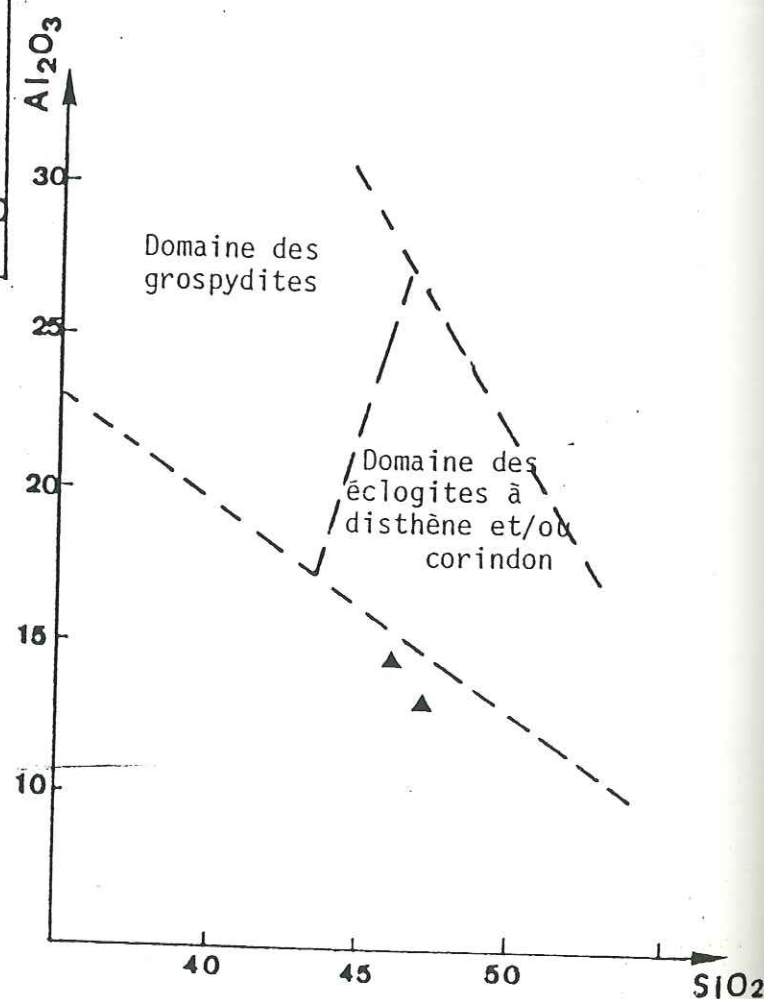


Fig. 42 - Position des deux analyses d'une clinopyroxénolite à grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme Al_2O_3 - CaO - MgO - FeO . GT, OPX et CPX: projection des surfaces de liquidus, pour 30 Kb d'après O'HARA & YODER [1967] et pour 23 et 27 Kb d'après KORNPROBST [1969, 1970].

Fig. 43 - Position des clinopyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme SiO_2 - Al_2O_3 qui distingue les écloïtes à disthène et/ou corindon et les grospydites d'après KORNPROBST et al. [1987]

(éch. SCBF-33)



Deux analyses en roche totale d'une pyroxénolite à grenat du Bois des Feuilles indiquent une composition dominée par SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , suivis de CaO et FeO (TABLEAU n° 15). Cela reflète l'influence du grenat sur cette composition.

Le diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et KORNPROBST et al. [1987] (fig. 41) permet de différencier les griquaites, les ariégites et les grospydites (p. 58). La composition de ce ruban tombe dans le champ des ariégites avec une tendance grospyditique, à grenat riche en pyrope.

D'après le diagramme Al_2O_3 - CaO -($MgO+FeO$) (fig. 42) la pression qui a contrôlé la fusion partielle à l'origine du liquide dont est issu ce matériau, aurait été comprise entre 23 et 27 Kb. Cependant le diagramme SiO_2 - Al_2O_3 (fig. 43) qui différencie les grospydites (très alumineuses) et les écloïtes à disthène et/ou corindon (très siliceuses), indique une affinité écloïtite. Ce résultat n'est peut-être pas très significatif en raison d'une incertitude probable sur l'extension exacte de ces champs.

I-3 Discussion

La géochimie indique qu'il s'agit d'une clinopyroxénolite à grenat d'affinité ariégitique. Or dans les ariégites le grenat est en cristaux exsolvés à partir de pyroxènes alumineux (p. 42) et ne joue pas un rôle prépondérant. Cela est confirmé par la présence de très rares grains de spinelle inclus dans les grenats. Mais ceci est en contradiction avec la fig. 42 qui montre que le matériau (péridotite à grenat ?) qui a subi la fusion partielle était riche en grenat et que ce dernier peut apparaître précocement à partir du liquide ainsi engendré. De plus si les petits cristaux de grenats interstitiels entre les grains de cpx sont susceptibles d'être des exsolutions, il est peu probable que la totalité des grands cristaux de grenat soient aussi des exsolutions. Cette contradiction peut s'expliquer par un début de cristallisation dans le champ de stabilité du spinelle et franchissement rapide de celui du grenat avec pseudomorphose du spinelle déjà formé.

I-4 Conclusion

A la lumière des données pétrographiques, micrographiques et géochimiques, un scénario cristallogénétique peut être proposé.

1° Phase : La fusion partielle d'un matériau riche en grenat (péridotite à grenat ?) entre 23 et 27 Kb génère un liquide silicaté, alumineux et magnésien.

2° Phase : Un mécanisme associe ensuite ce liquide aux dunites, peut-être par injection. Le processus de cristallisation semble avoir débuté par un peu de spinelle, mais très vite le grenat apparaît et croît massivement, avec pseudomorphose du spinelle précédent. Enfin les cristaux de cpx achèvent cette série.

3° Phase : La déformation de H.T. qui affecte la dunite associée (p. 60 et 61) entraîne l'étirement et le boudinage des webstérites à grenat, plus résistantes mécaniquement. Une hybridation des minéraux des rubans et de la dunite est alors possible. Les anciens cristaux de grenat sont fracturés, bréchifiés et dispersés dans la dunite encaissante.

4° Phase : Les épisodes métamorphiques tardifs provoquent la kelyphitisation du grenat, l'ouralitisation des pyroxènes, la chloritisation et la serpentinisation de l'olivine.

PHASES	CORRESPONDANCES	EVENEMENTS
1° PHASE	FUSION PARTIELLE	- Fusion partielle entre 23 et 27 Kb d'une péridotite à grenat ? - Production d'un liquide riche en SiO ₂ , Al ₂ O ₃ et MgO
2° PHASE	CRISTALLISATION	- D'abord un peu de spinelle, puis beaucoup de grenat, suivis par du cpx
3° PHASE	DEFORMATION DE H.T.	- Etirement et boudinage des rubans - Dispersion des cristaux, hybridation tectonique possible des minéraux des rubans et de la dunite
4° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation des cristaux de grenat -----> Apparition d'amphiboles à partir des pyroxènes -----> Chloritisation et serpentinitisation des olivines
ASPECT FINAL		TEXTURE: Phénoblastique RELIQUES: - Grands Cx. de grenat à inclusions d'olivine d'opx, de cpx et de spinelle - Cristaux de taille moyenne de cpx MATRICE: Peu importante

TABEAU n° 16 - Pétrogénèse des rubans de clinopyroxénites à grenat associées aux métadunites à grenat et spinelle du Bois des Feuilles déduite de la micrographie et de la géochimie.

II LES PYROXENOLITES DU MASSIF DE CHAGNON

Plusieurs variétés de pyroxénolites à grenat ont été observées parmi les échantillons pétrographiques recueillis sur le site de Chagnon. Leurs différences reposent sur des structures et des compositions minéralogiques variées. Mais beaucoup rappellent les matériaux décrits dans la littérature (1° Partie).

II-1 Pétrographie

ASPECT MACROSCOPIQUE :

Macroscopiquement les pyroxénolites constituent de fins rubans alternant avec les lherzolites à spinelle/grenat (p. 74) avec lesquelles elles sont intimement associées. Ces rubans sont d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de couleur vert clair déterminée par les cpx, parfois très longs, très étirés et boudinés.

MICROGRAPHIE :

L'examen micrographique des rubans pyroxénolitiques associés aux métalherzolites à spinelle/grenat de Chagnon révèle le plus souvent une zonation tranchée due à des variations minéralogiques.

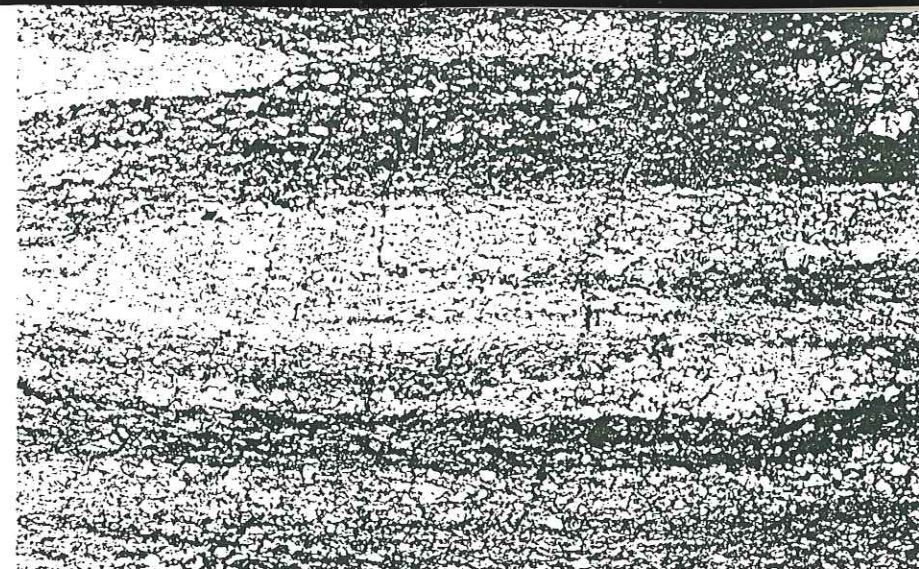


Fig. 44 - Ruban plissé et étiré de clinopyroxénolite à grenat (en clair) dans une lherzolite à spinelle et grenat (en foncé).
(Lame CHLA-16-1)

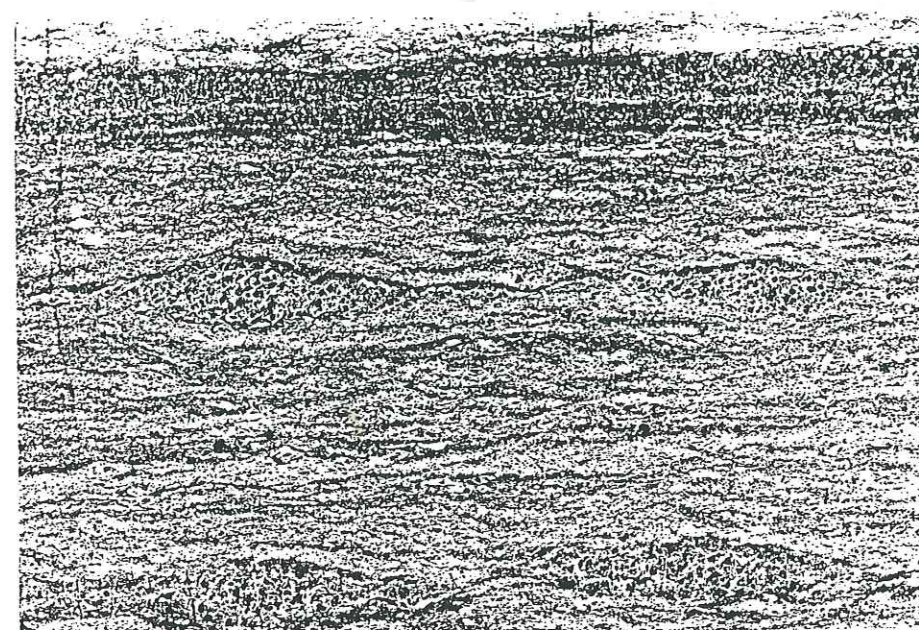


Fig. 45 - Rubans de clinopyroxénolite à grenat étirés et boudinés (en foncé) dans une lherzolite à spinelle et grenat (en clair).
[Photo en négatif]
(Lame CHLA-18-8)

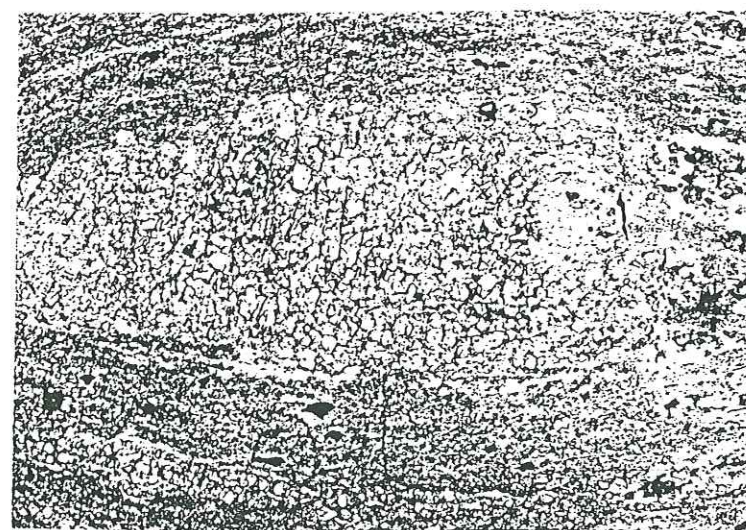
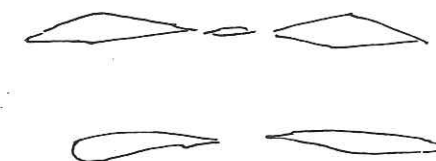


Fig. 46 - "Tête de pli" qui affecte un ruban de clinopyroxénolite à grenat. (Ech. CHLA-1)



Fig. 44 à 46 - Reproduction à partir de photos de rubans de clinopyroxénolite à grenat déformés dans des lherzolites à spinelle et grenat à texture mylonitique. [Echelle: environ 3,17 cm pour 1 cm]

Les rubans zonés

* Cas général

Classiquement, la zonation des rubans pyroxénolitiques de Chagnon est déterminée par deux orthopyroxénolites à spinelle et par deux clinopyroxénolites à grenat symétriques par rapport à une zone centrale "kélyphitique" à grenat et corindon (fig. 47).

Les orthopyroxénolites à spinelle, discontinues, constituent les bordures de ces rubans. Elles se composent de porphyroclastes d'opx très étirés, boudinés, ondulés et affectés de fines exsolutions de cpx. Des petits grains de picotite très foncés et de grandes plages de pargasite s'y rencontrent sporadiquement. La matrice est chloriteuse.

Les clinopyroxénolites à grenat se composent de cristaux de cpx, de grenat et très rarement de rutile (éch. CHLA-1). Le grenat est le plus souvent la phase prédominante et sa densité croît vers le centre du ruban. Le grenat et le cpx constituent des porphyroclastes (surtout le grenat) et des cristaux de recuit (surtout le cpx). Dans les rubans les moins déformés le grenat prend un caractère porphyroblastique.

La zone centrale est constituée de clastes ovoïdes ou fuselés de grenat baignant dans une matrice kélyphitique, grise et sombre. De fines baguettes de corindon y sont parfois visibles à fort grossissement. Les cristaux de grenat en contact avec cette matrice sont cernés d'un fin liseré kélyphitique très clair (de nature proparte plagioclasique probable ?).

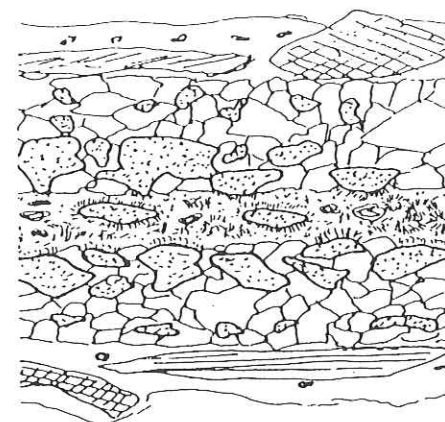
La plupart des rubans pyroxénolitiques de Chagnon présentent cet aspect et rappellent les éclogites à corindon et les grosphydites du Beni Boussera [KORNPROBST et al., 1987] (p. 33 et 42). D'autres types de rubans beaucoup moins fréquents ont été observés.

* Autres cas

Un type de ruban particulier comporte une grenatite avec un mince filonnet de clinopyroxénite en son centre (fig. 48). Cette grenatite est bordée par deux lits chloriteux contenant de petits grains de spinelle brun foncé. Enfin une dunite à grain très fin borde le tout. La zone centrale contient parfois des cristaux millimétriques ovoïdes de grenat qui induit alors un surépaississement du ruban.

Un autre type de ruban est constitué plus simplement de deux orthopyroxénolites à spinelle identiques au cas le plus général et d'une clinopyroxénolite à grenat au centre. Cette dernière présente une texture granoblastique tabulaire (fig. 49) orientée parallèlement au ruban.

Enfin un dernier exemple très voisin du cas général, comporte en son centre une clinopyroxénite à texture granoblastique équante (fig. 50).



Orthopyroxénolite à spinelle, pargasite et matrice chloriteuse

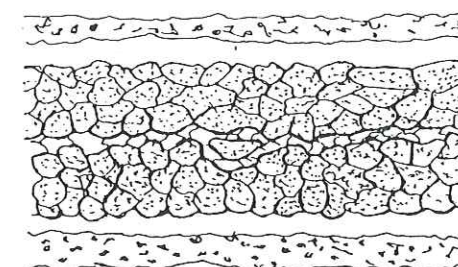
Clinopyroxénolite à grenat

Zone "kélyphitique" à grenat et corindon

Clinopyroxénolite à grenat

Orthopyroxénolite à spinelle, pargasite et matrice chloriteuse

Fig. 47



Dunite à grain fin
Zone chloriteuse à spinelle

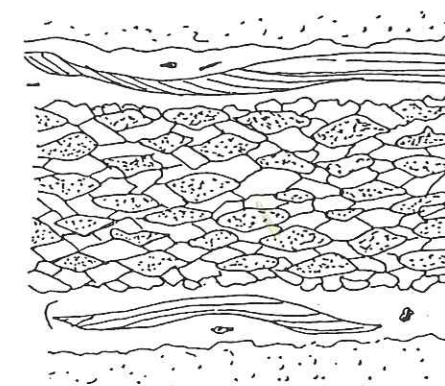
Grenatite

Clinopyroxénolite

Grenatite

Zone chloriteuse à spinelle
Dunite à grain fin

Fig. 48

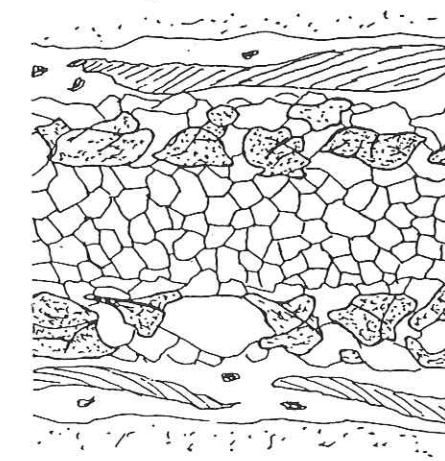


Orthopyroxénolite à spinelle et matrice chloriteuse

Clinopyroxénolite à grenat

Orthopyroxénolite à spinelle et matrice chloriteuse

Fig. 49



Orthopyroxénolite à spinelle et matrice chloriteuse

Clinopyroxénolite à grenat

Clinopyroxénolite

Clinopyroxénolite à grenat

Orthopyroxénolite à spinelle et matrice chloriteuse

Fig. 50

Fig. 47 à 50 - Quatre exemples de rubans zonés, celui de la figure 47 étant le plus courant. En général la zonation se compose d'une orthopyroxénolite à spinelle en bordure (sauf fig. 48) et de clinopyroxénolites avec des proportions variables en cpx et en grenat.

Les rubans non zonés

Les rubans non zonés se composent de cristaux ovoïdes de cpx cimentés par de grandes plages xénomorphes de grenat poecilolitiques (fig. 50). D'autres structures lenticulaires, probablement issues du boudinage extrême de tels rubans présentent les mêmes caractéristiques (fig. 51 et 52).

Un cas très particulier (éch. CHLA-7) présente une texture "kélyphitique" rappelant la zone centrale des rubans zonés typiques de Chagnon (fig. 54). Les zones foncées représentent sans doute des cristaux de grenat entièrement kélyphitisés. Les "kélyphitoïdes" clairs pourraient être d'affinité plagioclasiq. et se sont peut-être développés autour de cristaux de disthène et/ou de corindon.

LES DEFORMATIONS :

Les indices de déformation se caractérisent au niveau des grains par un étirement extrême des cristaux d'opx et une fracturation et une fissuration plus ou moins intenses des cristaux de grenat. A l'échelle des lames minces les déformations se caractérisent par un étirement et un boudinage d'intensité variable des rubans. Lorsque ce boudinage est extrême les rubans sont réduits à des filets discontinus ou en amandes de cristaux jointifs dispersés dans la roche encaissante. Enfin les rubans sont souvent affectés de plis isoclinaux très serrés.

LES RETROMORPHOSES :

Les rétro-morphoses tardives observées sont les suivantes.

1° Les cristaux de grenat sont kélyphitisés lorsqu'ils sont en contact avec la péridotite encaissante.

2° De la pargasite s'est développée sous forme de grands cristaux au contact entre les rubans et la péridotite encaissante et pseudomorphose des cristaux de pyroxènes. La kélyphite recrystallise en donnant aussi des cristaux d'amphibole.

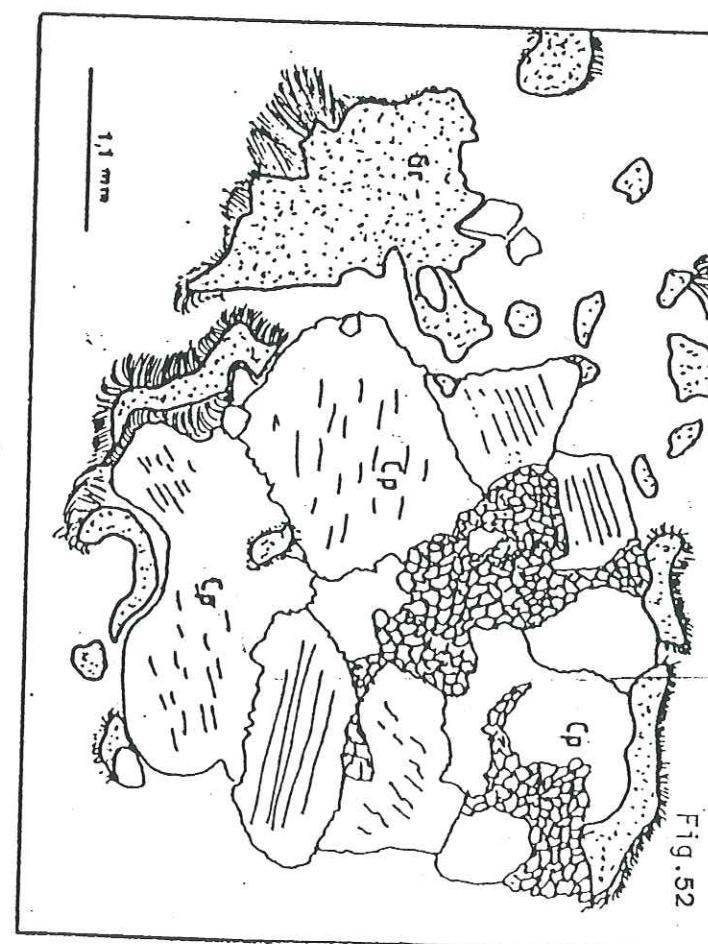
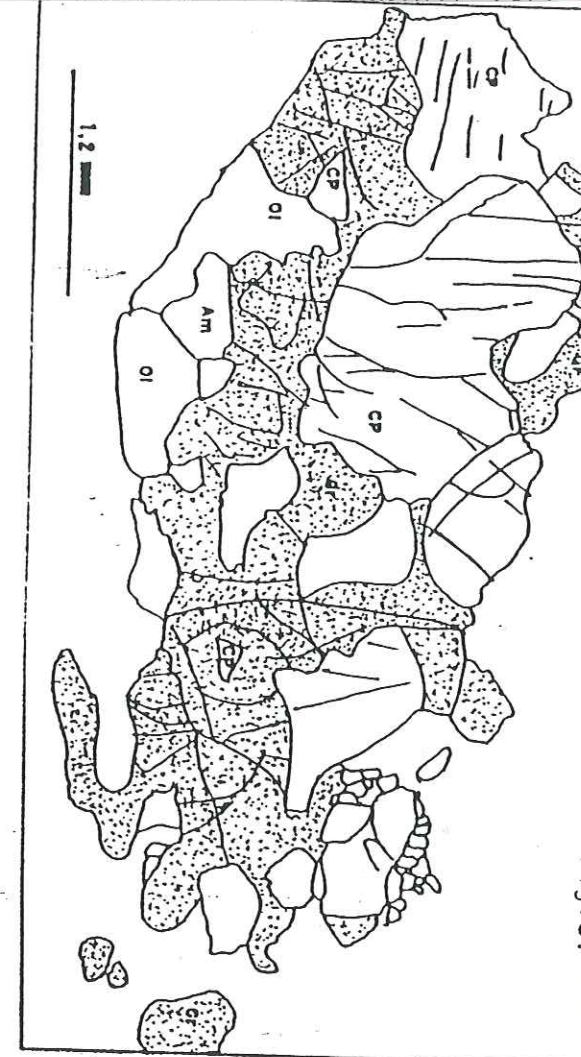
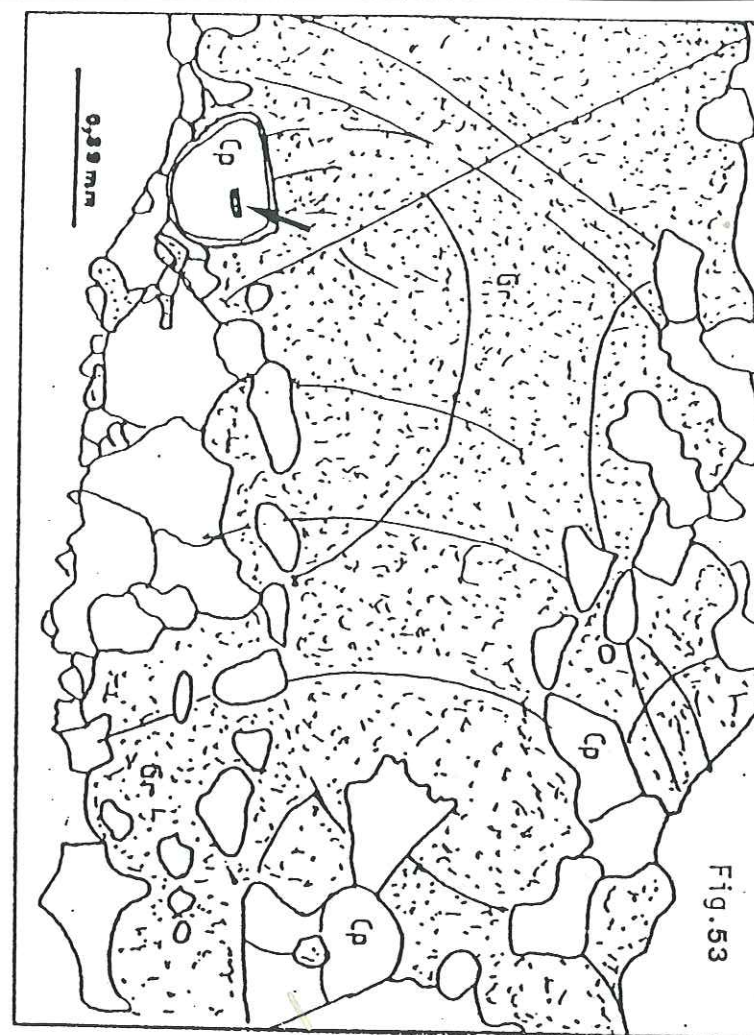
3° Un lit de chlorite sépare les rubans de la péridotite encaissante.

Fig. 51 - Amande composée de cristaux de cpx et de grenat (Lame CHLA-1-19).

Fig. 52 - Amande composée de cristaux de cpx et de grenat. Les grains de grenat se sont développés en bordure, à l'extrémité et entre les cristaux de cpx (Lame CHLA-13-3).

Fig. 53 - Clinopyroxénolite à grenat composée de cristaux ovoïdes de cpx cimentés par une grande plage fissurée de grenat. A noter une petite baguette d'exsolution de grenat dans un cristal de cpx (flèche) (Lame CHLA-13-3).

Fig. 54 - Ruban à texture "kélyphitique" dont la nature est délicate à déterminer (Ancienne clinopyroxénolite à grenat entièrement kélyphitisé, disthène et/ou corindon ?) (Lame CHLA-7).



Trois rubans zonés dont un à rutile (CHLA-1) ainsi que l'échantillon CHLA-7 ont été analysés. Les éléments majeurs principaux sont SiO_2 , MgO et Al_2O_3 (Tableau n° 17). L'influence du rutile sur la teneur en TiO_2 de CHLA-1 est sensible par rapport aux autres rubans. L'échantillon CHLA-7 est particulièrement riche en alumine. Les compositions de ces rubans tombent dans le champ des ariégites et des grosspydites du diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] (fig. 55). Cependant dans le diagramme qui différencie les grosspydites et les éclogites à disthène et/ou corindon, ces analyses tombent dans le champ des éclogites (fig. 57). Mais comme dans le cas des pyroxénolites du Bois des Feuilles la surface des deux champs reste peut-être à préciser. La position de ces analyses dans le diagramme Al_2O_3 -CaO-(MgO+FeO) indique une origine par fusion partielle sous des pressions comprises entre 23 et 27 Kb (fig. 56).

NATURE DU RUBAN	ZONE	NON ZONE	ZONE	ZONE
	TYPE 1			
CODE ECHANTILLON	3004 CHLA-1	H554 CHLA-7	11 CHLA-19	12 CHLA-22
SiO_2	45,24	46,89	45,42	42,69
Al_2O_3	11,42	21,72	14,64	14,93
Fe_2O_3	9,43	3,70	5,01	5,17
MnO	0,18	0,06	0,12	0,13
MgO	20,38	13,74	19,03	22,30
CaO	9,29	9,60	11,38	9,18
Na_2O	0,68	1,32	1,98	0,75
K_2O	0,03	0,62	0,11	0,11
TiO_2	0,85	0,05	0,18	0,19
P_2O_5	0,01	0,04	--	--
PF	3,04	1,46	3,10	4,84
	100,55	99,20	100,97	100,29

TABLEAU n° 17 - Analyses en roche totale de pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

II-3 Discussion

Comme dans le cas des pyroxénolites du Bois des Feuilles, les données géochimiques tendent à rapprocher les rubans zonés analysés de Chagnon des ariégites et grosspydites de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et de KORNPROBST et al. [1987]. On retrouve la même contradiction avec les observations micrographiques. Si le grenat composait uniquement des grains interstitiels entre les cristaux de cpx, l'hypothèse d'une exsolution d'un ancien pyroxène alumineux pourrait être la seule possible. Cependant cette hypothèse est difficile à soutenir en ce qui concerne les grands cristaux très nombreux. De plus selon la figure 56 le grenat a dû se former primitivement en premier à partir du liquide silicaté, alumineux et magnésien. Ces matériaux seraient alors proches des grosspydites dont l'échantillon CHLA-7 représenterait le terme le plus alumineux de cet échantillonnage. Les observations micrographiques (corindon en zone centrale) confirment cette hypothèse. Cependant il convient d'être prudent dans ces affiliations car la figure 57 tend à rapprocher ces matériaux des éclogites à disthène et/ou corindon.

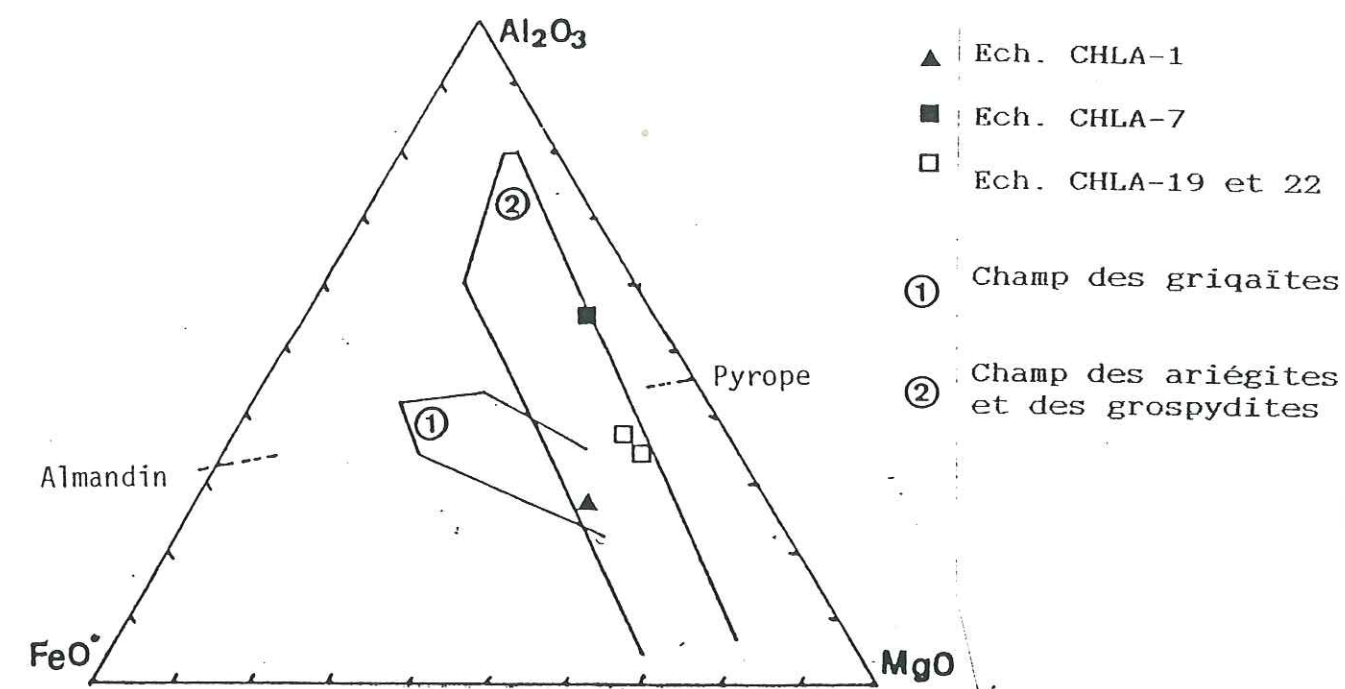


Fig. 55 - Position de quatre analyses de pyroxénolites à grenat de Chagnon dans le diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et KORNPROBST et al. [1987]. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{MgO}$

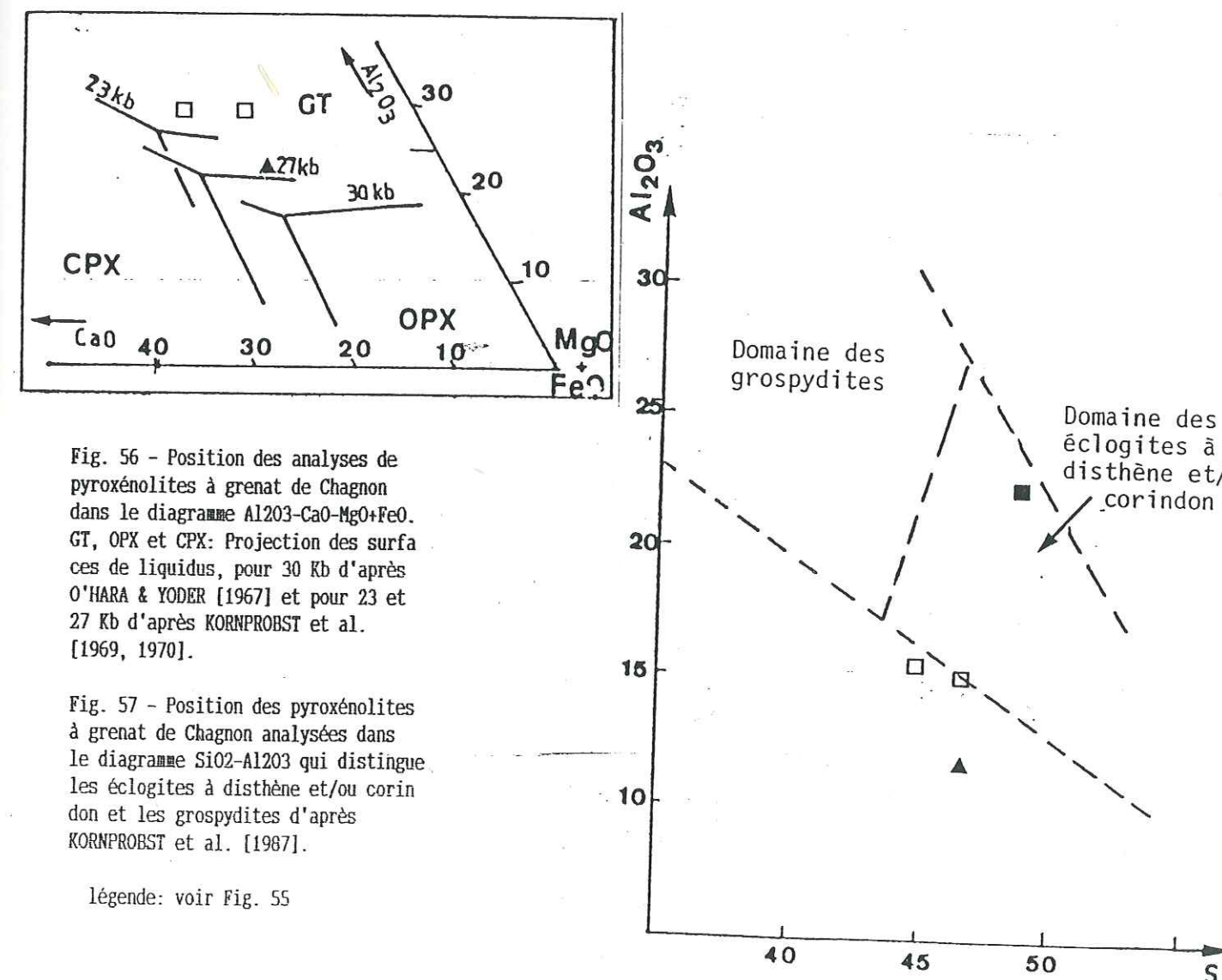


Fig. 56 - Position des analyses de pyroxénolites à grenat de Chagnon dans le diagramme Al_2O_3 -CaO-MgO-FeO. GT, OPX et CPX: Projection des surfaces de liquidus, pour 30 Kb d'après O'HARA & YODER [1967] et pour 23 et 27 Kb d'après KORNPROBST et al. [1969, 1970].

Fig. 57 - Position des pyroxénolites à grenat de Chagnon analysées dans le diagramme SiO_2 - Al_2O_3 qui distingue les éclogites à disthène et/ou corindon et les grosspydites d'après KORNPROBST et al. [1987].

légende: voir Fig. 55

A partir du liquide issu de cette fusion partielle, ces observations conduisent à proposer l'ordre cristallogénétique suivant:

1° cristallisation du grenat, suivi du cpx;

2° le liquide résiduel devenant hyperalumineux donne du grenat et un peu de corindon.

L'enstatite à spinelle de bordure pourrait alors être interprétée en terme de zone réactionnelle entre le liquide ou la clinopyroxénolite et la péridotite encaissante. Le spinelle pouvant être des exsolutions tardives des opx. Cette interprétation a déjà été formulée par CONQUERE [1977] dans le cadre de matériaux identiques présents dans les ultrabasites de l'Artige.

II-4 Conclusion

Les rubans pyroxénolitiques de Chagnon sont proches chimiquement et structuralement des gros pyroxénolites de KORNPROBST et al. [1987]. Ils pourraient être issus d'un liquide silicaté alumineux et magnésien issu de la fusion partielle sous H.P. (23 - 27 Kb) d'une péridotite à grenat. Sa cristallisation ultérieure donnerait les cristaux de grenat et de cpx. L'enstatite de bordure serait alors une zone réactionnelle entre la clinopyroxénolite et la péridotite encaissante.

Les déformations de H.T. auraient ensuite étiré et boudiné les rubans et les cristaux en se terminant par la recristallisation des anciens cristaux de grenat et de cpx.

PHASES	CORRESPONDANCE	EVENEMENTS
1° PHASE	FUSION PARTIELLE	- Fusion partielle (d'une péridotite à grenat ?) entre 23 et 27 Kb et injection du liquide dans la lherzolite à spinelle (et grenat ?)
2° PHASE	CRISTAL LISATION	- Expressions des cristaux de grenat et de cpx - Réaction avec la lherzolite encaissante -----> enstatite de bordure
3° PHASE	DEFORMATION DE H.T.	- Etirement et boudinage des cristaux et des rubans, accompagnés d'un recuit plus ou moins intense des cpx et des grenats
4° PHASE	RETROMORPHOSES TARDIVES	-----> Kélyphitisation des cristaux de grenat -----> Apparition des amphiboles -----> Chloritisation

TABEAU n° 18 - Pétrogénèse des rubans de pyroxénolites à grenat associés aux métalherzolites à spinelle et grenat du massif de Chagnon (Monts du Lyonnais), déduite de la micrographie et de la géochimie.

III LES PYROXENOLITES DU MASSIF DE L'ARTIGE

III-1 Pétrographie

Les échantillons prélevés par BONNOT et PIBOULE offrent des rubans de pyroxénolites variés, discontinus, d'épaisseur millimétrique et parfois réduits à de minces filonnets. Ces derniers sont localement "accidentés" par de grands porphyroclastes de grenat ou d'opx. PIBOULE et BONNOT [à paraître] font une bonne description de ces pyroxénolites et détaillent les zonations offertes par les rubans les plus épais. Classiquement les cpx et le spinelle se développent en bordure des rubans alors que le coeur est occupé par le grenat et le cpx. Dans le détail la zonation est plus complexe: PIBOULE & BONNOT [à paraître] révèlent la présence de clinopyroxénolites, de clinopyroxénolites à spinelle et/ou grenat, de webstérites, de webstérites à spinelle et/ou grenat et d'une orthopyroxénolite à grenat.

Les orthopyroxènes constituent deux types de cristaux "primaires".

1° Des cristaux longs, très étirés, flexurés et affectés de fines lamelles d'exsolutions mono ou polycristallines de cpx se rencontrent en bordure des rubans.

2° De grands cristaux tabulaires ou en amandes millimétriques à centimétriques se rencontrent en bordure ou au coeur des rubans (fig. 62). Ils offrent parfois des inclusions de spinelle brun vert ou d'olivine. Ils présentent beaucoup moins d'exsolutions que le 1° type.

Ces deux types de cristaux sont de l'enstatite [PIBOULE & BONNOT, à paraître]. Ils offrent occasionnellement des exsolutions de grenat en lamelle ou en baguette monocristalline (fig. 62).

Enfin l'opx constitue également des mosaïques polycristallines de recuit (fig. 61).

Les clinopyroxènes qui sont des diopsides [PIBOULE & BONNOT, à paraître], constituent soit de grands clastes soit de fines mosaïques polycristallines de recuit. Les grands clastes offrent des lamelles d'exsolution d'opx et sont recristallisés en bordure et au niveau de leurs anciennes fractures, ce qui indique un caractère postérieur du recuit par rapport à la déformation majeure de la roche [PIBOULE & BONNOT, à paraître]. La mosaïque de recuit occupe la majeure partie de la matrice des rubans en oblitérant les anciennes structures et la texture de cette mosaïque peut être équare ou tabulaire.

Le grenat abondamment représenté, constitue deux types de cristaux "primaires", des coronites autour des spinelles, des lamelles d'exsolution dans les cristaux d'opx et des cristaux de recuit.

Les formes "primaires" :

1° De grands cristaux de grenat (mm. à cm.) et fusiformes offrent des textures de recuit au coeur des rubans (fig. 58). Ils contiennent parfois des cristaux ovoïdes ou polygonaux de cpx. Leurs extrémités sont prolongées par des filonnets de cristaux de recuit de plus en plus fins, discontinus et pouvant atteindre 1 cm. de long.

2° De grandes plages kelyphitisées de bordure se rencontrent sporadiquement. Elles sont poecilites à inclusions ovoïdes d'olivine (fig. 58). Par leur morphologie ces grenats évoquent ceux des métadunites et des webstérites à grenat du Bois des Feuilles (p. 58).

Les formes "secondaires" :

1° Le grenat blinde souvent les spinelles associés aux pyroxénolites (fig. 60).

2° Le grenat constitue des lamelles ou des baguettes d'exsolution dans des cristaux d'enstatite (fig. 62).

3° Enfin il constitue des cristaux de recuit souvent associés à de l'opx ou au voisinage d'un cristal d'opx (fig. 58, 61 et 62). Ceci suggère que le grenat participe à la recristallisation d'anciens cristaux d'opx. De plus [PIBOULE & BONNOT, à paraître] ont mis en évidence le caractère postérieur de ce recuit par rapport aux exsolutions.

Le spinelle est plus souvent associé aux pyroxénolites de l'Artige qu'à celles de Chagnon. Il détermine des cristaux isolés, des amandes polycrystallines allongées parallèlement aux rubans et des chapelets de petits grains. Les plus gros cimentent souvent des cristaux de pyroxènes. Il présente un zonage de teinte: brun vert au centre et brun rosé en bordure. Il est généralement blindé par le grenat (fig. 62).

LA DEFORMATION :

La déformation majeure se caractérise par l'étirement et la flexuration des cristaux marginaux d'opx et l'étirement "plastique" des cristaux de grenat. Enfin cette déformation est responsable de la fracturation des cristaux "primaires" et de la dispersion des fragments en chapelets, notamment des spinelles. Au niveau des rubans la déformation est responsable de l'étirement et du boudinage de ces derniers. Ceci a induit les variations importantes d'épaisseur des rubans, parfois réduits à une suite de petits amas ou de cristaux isolés. Ceci suggère une déformation "plastique" sous H.T.

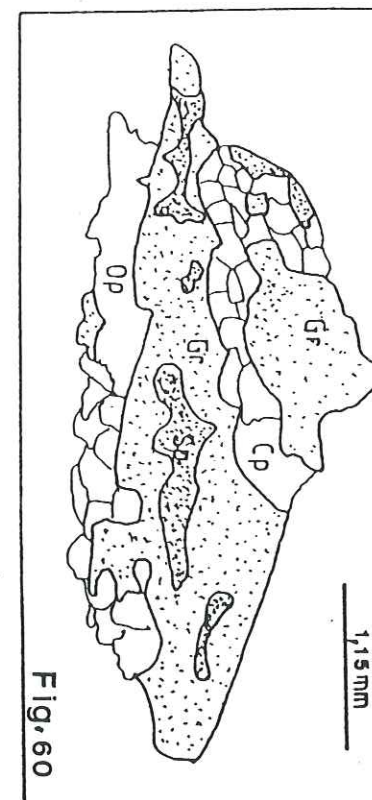


Fig. 60

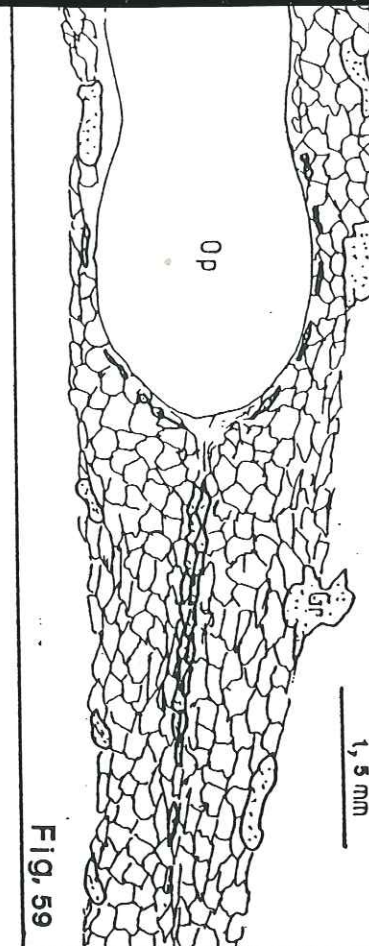


Fig. 59

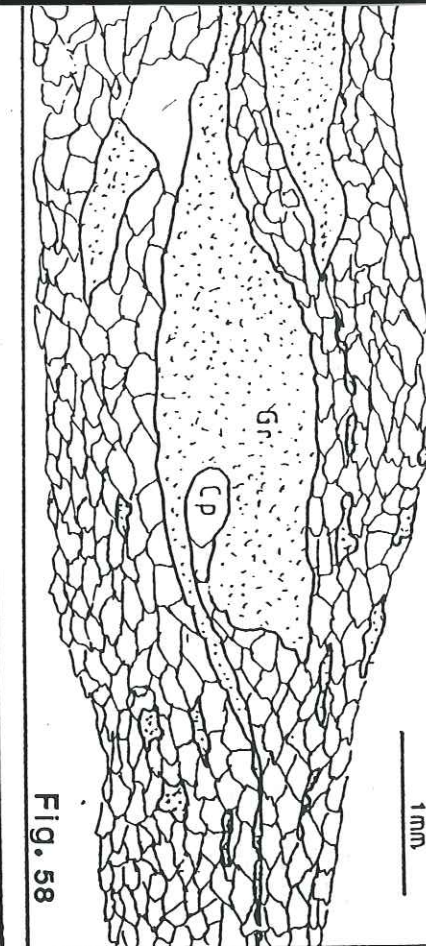


Fig. 58

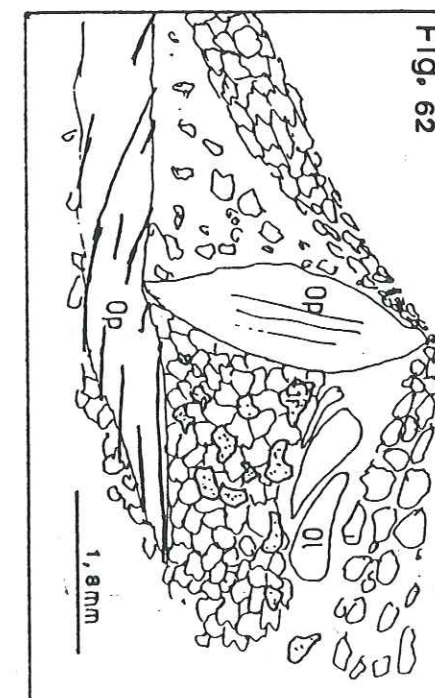


Fig. 62

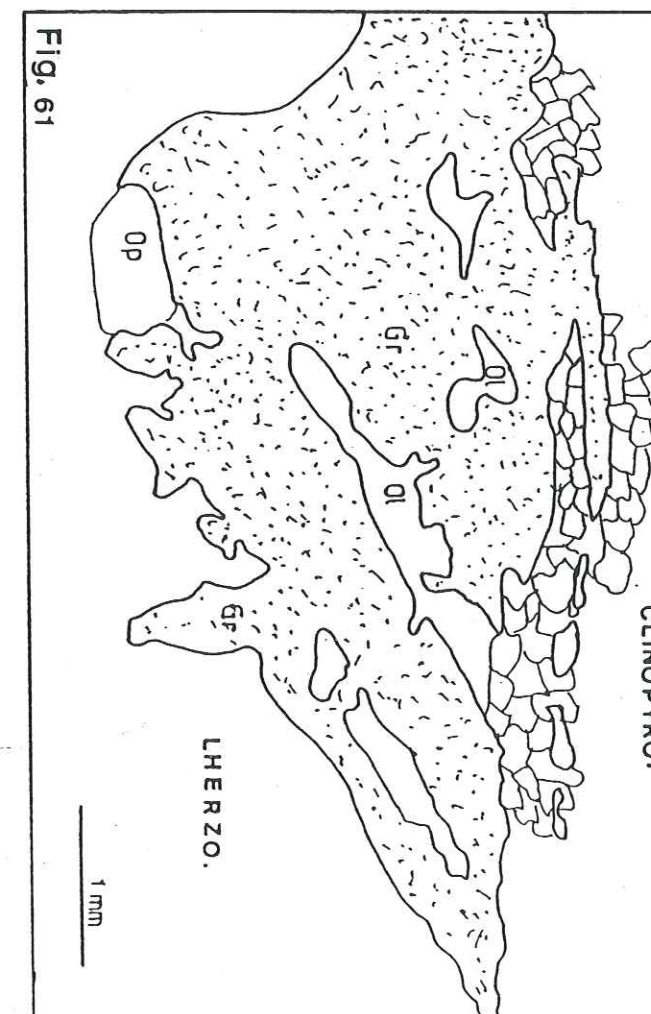


Fig. 61

Fig. 58 - Grande plage de grenat déformée "plastiquement" et recuit dans un ruban de pyroxénolite à grenat de l'Artige. Le reste du ruban est composé de cristaux de recuit orientés de cpx et de grenat.

Fig. 59 - Porphyroclaste d'opx au coeur d'un ruban pyroxénolitique, bordé de petits cristaux de grenat. Ces derniers constituent aussi un petit filonnet central qui "prolonge" le cristal d'opx. Le reste est composé de cristaux de recuit orientés de cpx et de grenat.

Fig. 60 - Porphyroclaste de spinelle enrobé de grenat, cimentant des cristaux de cpx et d'opx.

Fig. 61 - Grande plage de grenat poecilite de bordure à inclusions d'opx et surtout d'olivine, rappelant ceux des métadunites et des webstérites à grenat du Bois des Feuilles.

Fig. 62 - Deux porphyroclastes d'opx: l'un paraît avoir "pivoté" sur lui-même, coincé par d'autres cristaux au cours d'une déformation, l'autre très étiré offre de fines exsolutions de grenat (en noir).

LES RETROMORPHOSES :

Comme dans les autres cas les rétro-morphoses, sans doute contenues dans les événements tectonometamorphiques hercyniens s.l., se caractérisent par trois phénomènes :

1° la kelyphitisation des cristaux de grenat en contact avec la roche encaissante;

2° l'amphibolitisation des pyroxènes peu importante;

3° la chloritisation et la serpentinisation de l'olivine.

III-2 Discussion

Pour PIBOULE & BONNOT [à paraître] la cristallisation des minéraux des pyroxénolites serait :

1° développement précoce d'un assemblage à mégacristaux de cpx, opx, spinelle et grenat;

2° démixion des pyroxènes primaires qui exsolvent en particulier le grenat;

3° recristallisation partielle en mosaïque de tous les minéraux anciens.

Toutefois l'examen micrographique soulève trois éléments de discussion.

1° La présence du spinelle et de son blindage par le grenat posent à nouveau le problème de la coexistence de ces deux phases et des variations PT que cela implique soit au cours du refroidissement soit postérieurement à la cristallisation des pyroxénolites.

2° A l'image des pyroxénolites de Chagnon (p. 96) une réaction entre une clinopyroxénolite à grenat et la lherzolite encaissante peut être envisagée pour l'origine des cristaux d'opx de bordure.

3° La participation du grenat au recuit final implique que ce dernier se soit déroulé sous H.P. (domaine de stabilité du grenat).

De plus l'existence de porphyroclastes d'opx (type 1, p. 95) pas obligatoirement en bordure des rubans, évoque les harzburgites à grenat de COX et al. [1987] (p. 46), dont les opx auraient donné par démixion des assemblages opx+cpx+gr. Ceci pourrait être une origine possible pour les pyroxénolites de l'Artige et rejoint le scénario de PIBOULE & BONNOT en ce qui concerne les mégacristaux.

III-2 Conclusion

L'examen micrographique et les éléments de discussion convergent vers le scénario pétrogénétique suivant.

1° Fusion partielle d'une ultrabasite (péridotite à grenat ?) à P>23 Kb (à l'image des cas précédents).

2° Cristallisation fractionnée d'assemblages à mégacristaux d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle (harzburgite à grenat et/ou spinelle) avec éventuellement réaction avec la lherzolite encaissante à l'origine des cristaux d'opx de bordure.

3° Demixion des mégacristaux d'opx donnant des assemblages opx+cpx+gr et/ou sp.

4° Déformation et cristallisation partielle en mosaïque de tous les minéraux anciens.

5° Les épisodes métamorphiques tardifs entraînent les rétro-morphoses finales.

PHASES	CORRESPONDANCE	EVENEMENTS
1° PHASE	FUSION PARTIELLE	- Fusion partielle (d'une péridotite à grenat ?) à P>20 Kb - Injection du liquide dans des péridotites
2° PHASE	CRISTALLISATION	- Cristallisation d'assemblages à mégacristaux d'opx, de cpx, de grenat et/ou de spinelle - Réaction possible avec encaissant ---> opx de bordure
3° PHASE	EXSOLUTION	- Démixion des mégacristaux d'opx donnant des assemblages secondaires à opx+cpx+gr et/ou sp.
4° PHASE	DEFORMATION A H.T et H.P.	- Etirement et boudinage des cristaux et recristallisation partielle de tous les cristaux anciens à H.P.
5° PHASE	RETROMORPHOSES	-----> Amphibolitisation légère des pyroxènes -----> Kelyphitisation des cristaux de grenat -----> Serpentinisation des olivines

TABLEAU n° 19 - Pétrogénèse des rubans de pyroxénolitiques à grenat associés aux métalherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige (Haut Limousin) déduite de la micrographie.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

EXSOLUTIONS, CORONITISATIONS ET KELYPHITISATIONS

1 - LES EXSOLUTIONS

Les exsolutions liées aux pyroxènes se composent dans les matériaux étudiés de cpx pour les opx, d'opx pour les cpx, de spinelle et plus rarement de grenat pour les deux pyroxènes.

I-1 Les exsolutions de cpx dans les cristaux d'opx

Les exsolutions de cpx s'observent le plus souvent dans des cristaux d'opx déformés et étirés. Elles se présentent en fines lamelles mono ou polycristallines parallèles aux plans (100) des cristaux d'opx. Ces exsolutions cessent au voisinage des inclusions d'olivine ou des bordures des opx.

I-2 Les exsolutions d'opx dans les cpx

Les exsolutions d'opx dans les cristaux de cpx présentent les mêmes caractéristiques que les précédentes.

I-3 Les exsolutions de spinelle

Dans les matériaux étudiés quatre formes d'exsolutions ont été observées.

1° Les exsolutions de spinelle se rencontrent surtout dans les lherzolites à spinelle. Elles se présentent en petites "tâches" trapézoïdales et jaunâtres dans les cristaux de cpx ou d'opx ou en lamelles dans des cristaux d'opx (fig. 23). De telles exsolutions ont été observées par SANC & RIEDER [1983] dans des cpx de pyroxénites à olivine de Bohême et DESNOYERS [1975].

2° Au niveau des bordures et des fractures, il est fréquent d'observer des "gouttelettes" jaunes de spinelle au niveau des joints des cristaux polygonaux de recuit.

3° Des cristaux xénomorphes de recuit accompagnent fréquemment des cpx ou des amphiboles dans les kink-bands.

4° Certaines inclusions d'olivine dans des cristaux d'opx présentent une mince pellicule de spinelle à leur surface.

I-4 Les exsolutions de grenat

Les exsolutions de grenat ont été observées dans les cristaux d'opx déformés et étirés des métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles (p. 62) et plus rarement dans les pyroxénolites de l'Artige (p. 88). Il s'agit généralement de lamelles mono ou polycristallines parallèles au plan (100) des pyroxènes s.l. Dans le cas du Bois des Feuilles le grenat occupe des renflements aux niveaux des têtes de plis ou des kink-bands. Ce phénomène implique un taux d'alumine relativement élevé dans les pyroxènes ainsi qu'une démixion à H.P.

I-5 Origines invoquées par les auteurs

Des exsolutions ont été fréquemment signalées dans des éclogites ou des pyroxénites [CONQUERE, 1977; SANC & RIEDER, 1983] et dans des mégacristaux xénolitiques des kimberlites [AOKI & al, 1980; CLARKE & PIPER, 1983; SCHULZE, 1987]. Ces exsolutions se présentent le plus souvent en lamelles parallèles au plan (100) des pyroxènes et sont de nature variée: opx, cpx, spinelle, grenat, plagioclase, rutile ou amphibole. Pour CONQUERE [1977] leur nature est contrôlée par la composition du pyroxène et les conditions de cristallisation. Pour expliquer ce phénomène, les auteurs invoquent des processus liés à l'évolution thermique ou à la déformation du minéral suivant la nature de l'exsolution.

Origine thermique :

Les auteurs s'accordent pour penser que les exsolutions de grenat se produisent le plus souvent dans des cpx très alumineux, apparus au delà de 1400°C et 40 Kb. Sous ces conditions le grenat est alors dissous dans le pyroxène [REICHE & BAUTSCH, 1985]. CLARKE & PIPER [1983] envisagent la déstabilisation de ces cpx entre 800°C et 1000°C pour une pression de 35 Kb, pour les mégacristaux xénolitiques des kimberlites (p. 38). Dans les pyroxénites SANC & RIEDER [1983] et REICHE & BAUTSCH [1985] pensent que ce phénomène a eu lieu au cours du refroidissement, mais toujours vers 900-1000°C et P>35 Kb en mobilisant le Ca du pyroxène hôte. De plus l'aluminium jouerait un rôle déterminant [GASPARIK & LINDSLEY, 1980].

En ce qui concerne les exsolutions de spinelle, les origines invoquées sont les mêmes, mais les conditions de pression sont plus basses.

Origine mécanique :

Les exsolutions de cpx dans les cristaux d'opx seraient dues à des inversions du système ortho- en système clino-, provoquant de petites augmentations locales de la concentration en Ca à la suite d'un glissement du réseau, consécutif à une déformation sous H.T. et H.P. [CHAMPNESS & LORIMER, 1973; KOHLSTEDT & VAN DER SANDE, 1973; KIRBY & RALEIGH, 1973; NICOLAS & POIRIER, 1976]. Selon KIRBY & RALEIGH [1973] ces petites concentrations de Ca attireraient ensuite par diffusion d'autres atomes de Ca qui viendraient ainsi augmenter encore les teneurs en Ca de ces exsolutions.

I-6 Discussion

Le fait que les exsolutions s'observent surtout dans des cristaux déformés est en faveur d'une origine mécanique. Dans les cristaux prismatiques d'opx les exsolutions cessent au voisinage des inclusions d'olivine ou des bordures. Ces dernières joueraient alors le rôle d'obstacle aux glissements internes du pyroxène. Cependant ces zones dépourvues d'exsolution peuvent aussi témoigner d'une hétérogénéité chimique autour de l'inclusion magnésienne. Une plus forte concentration en magnésium par rapport au calcium autour d'une inclusion d'olivine dans l'opx, peut être défavorable à l'expression d'une exsolution de cpx. De même une diffusion du Ca en bordure peut entraîner la chute de sa concentration et empêcher le phénomène de démixion.

Selon toute vraisemblance, les exsolutions sont déterminées par la composition du pyroxène et les conditions PT, en particulier pour les exsolutions alumineuses: plagioclase, spinelle et grenat. Mais le rôle de la déformation n'est sans doute pas à négliger.

D'après les observations des auteurs les exsolutions de grenat semblent caractéristiques des pyroxénolites ou des webstérites. En effet à l'Artige ces exsolutions ont été observées dans des tels matériaux. Ces remarques permettent d'envisager pour les pyroxènes à exsolution de grenat du Bois des Feuilles une telle origine. Ces derniers pourraient être les reliques d'anciennes pyroxénolites à spinelle et grenat (ariégites ?) dans lesquelles ces exsolutions auraient pu se produire. Ces anciennes structures ont été ensuite dilacérées par des cisaillements intenses. Selon cette hypothèse ces exsolutions seraient alors antérieures aux déformations.

II LES CORONITES

II-1 Les coronites de grenat autour des spinelles

A l'exception des clinopyroxénolites à grenat de Chagnon, le spinelle est toujours présent dans les ultrabasites à grenat. Les deux phases se rencontrent en clastes indépendants seulement dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon, peut-être à cause de la mylonitisation. Le plus souvent le grenat constitue des coronites au tour des cristaux de spinelle impliquant son développement secondaire. Ceci est confirmé par de fréquents "golfs de corrosion" en bordure des cristaux de spinelle. De plus ces derniers présentent souvent des zonages de teintes. Dans les Monts du Lyonnais le centre des cristaux de spinelle est clair alors que les bordures sont plus foncées, voire opaques en L.P.N.A. indiquant une forte concentration en chromite au contact des grenats. A l'Artige les spinelles sont brun vert au coeur brun rosé en bordure. Ce zonage progressif traduit probablement des variations de composition et des échanges par diffusion entre les deux phases lors de la croissance du grenat, notamment de Cr, Mg, Fe et Al. Toutefois ces zonages peuvent aussi résulter de phénomènes antérieurs à la croissance du grenat et propres aux spinelles.

Ces associations ont également subi les déformations majeures et ont été recuites. Dans les métalherzolites à spinelle/grenat du Bois des Feuilles les spinelles enrobés de grenat présentent des formes suggérant des déformations par cisaillement (fig. 28 et 29) et offrent des grains à joints triples. Dans les métalherzolites de Chagnon les chapelets de grains de spinelle et de grenat observés résultent probablement de la dilacération de telles assemblages, impliquant dans ce cas l'origine anté-déformation de la croissance du grenat. La figure 63 illustre cette évolution à partir du spinelle "primaire" jusqu'à la dispersion des grains de spinelle et de grenat, en passant par du cisaillement ou du boudinage à H.T.

Dans le cas des coronites, la croissance du grenat est évidemment secondaire à celle du spinelle, résultant du franchissement de la courbe de stabilité du grenat (ligne I, fig. 64). Mais cela a pu se produire à diverses époques de l'histoire du matériau.

- Origine "tectonique"

La croissance du grenat autour du spinelle peut résulter d'une augmentation de P lors de l'enfouissement dans le domaine du grenat

d'une lherzolite à spinelle, par exemple à la faveur d'une zone de subduction (trajectoires 1 ou 2, fig. 64). Cette interprétation a été partagée par un grand nombre d'auteurs: LASNIER [1971], BLANC [1981] (pour les cas étudiés), OBATA & MORTEN [1987] (pour les péridotites à grenat des Alpes occidentales), NIXON & NEAL [1987] (pour des xénolites). Selon cette hypothèse les coronites de grenat seraient tardives mais néanmoins anté-déformation.

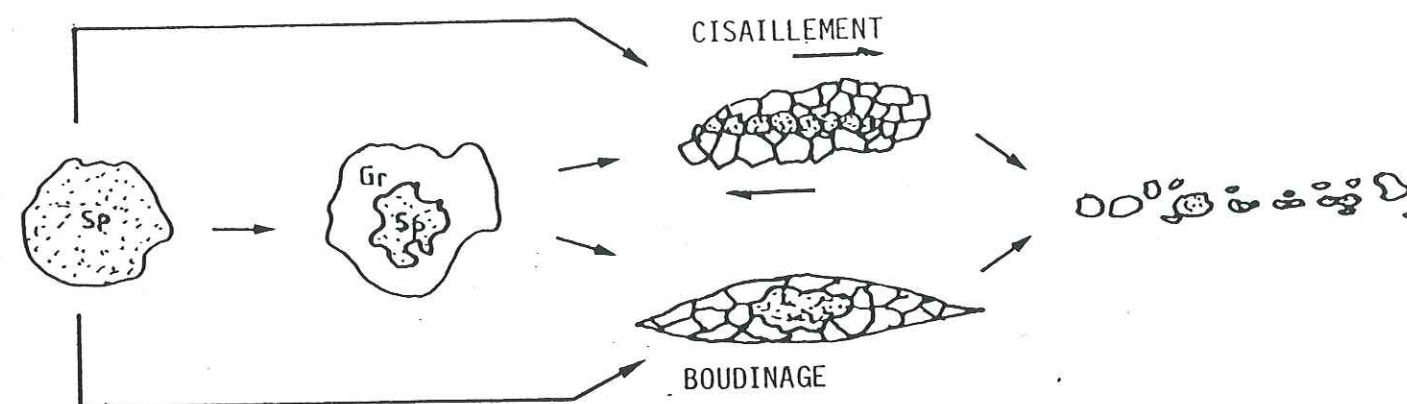


Fig. 63 - Croissance d'une coronite de grenat autour d'un cristal de spinelle, suivie par un cisaillement ou un boudinage à H.T. aboutissant à un chapelet de grains de spinelle et de grenat.

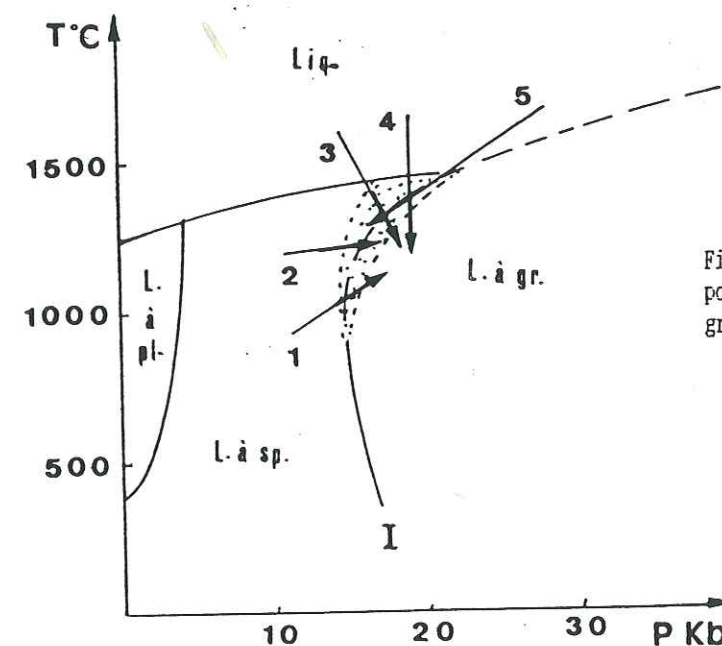


Fig. 64 - Trajectoires PT possibles des matériaux pouvant entraîner la croissance postérieure du grenat par rapport à celle du spinelle.

- Origine syngénétique

A H.T. la position de la courbe I n'est pas très précise. Plusieurs auteurs ont tenté de la définir [GASPARIK, 1984; MACGREGOR, 1974]. Il pourrait fort bien exister à H.T. une mince zone de stabilité du spinelle, qu'un liquide doit franchir au cours du refroidissement pour $P > 15$ Kb avant d'entrer dans le domaine du grenat (trajectoire 3 et 4, fig. 64). Selon cette hypothèse le grenat bien que secondaire, aurait une origine à la fois "primaire" et très ancienne.

Si la trajectoire PT suit la courbe I (trajectoire 5, fig. 64) au cours du refroidissement les deux phases sont susceptibles de croître simultanément. Cela peut être évoqué pour les cristaux indépendants des métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon. CARSWELL [1980] évoque la possibilité d'un équilibre grenat-spinelle pour certains xénolites dans les basaltes alcalins (p. 45). Mais d'après cet auteur la croissance du grenat autour du spinelle entraîne l'augmentation du rapport $Cr/(Cr+Al)$ de ce dernier qui devient stable à H.P. avec des teneurs élevées en chromite. Pour les auteurs qui ont travaillé sur les xénolites de péridotites à spinelle/grenat, ce type d'assemblage caractériserait une zone de transition entre 70 et 80 Km de profondeur entre les péridotites à spinelle et les péridotites à grenat. De ce fait à chaque niveau de cette zone les deux phases sont évidemment en équilibre. Le déséquilibre n'intervient que si il y a modification des conditions PT. Les massifs étudiés ici pourraient représenter des fragments de la partie supérieure de cette zone compte tenu des lherzolites à spinelle associées. Selon cette hypothèse l'origine des coronites de grenat autour des spinelles serait à rechercher dans l'évolution très ancienne du manteau terrestre.

Il est délicat, sur la seule base des observations micrographiques, de trancher en faveur de l'une de ces hypothèses. L'examen des compositions permettra peut-être de trancher.

II-2 Relation opx, olivine et spinelle

Dans les métalherzolites à spinelle des phénomènes réactionnels de coronitisation ont été observés entre l'opx, l'olivine et le spinelle. Ce phénomène a été observé par SANC & RIEDER [1983] dans un corps de serpentinites de Bohême. Les conditions qui déterminent l'apparition de l'olivine coronitique ne semblent pas encore connues. Un autre exemple d'instabilité entre ces trois phases a également été observé à Chagnon (fig. 36). Cela implique que sous certaines conditions l'opx, l'olivine et le spinelle ne sont pas en équilibre.

II-3 Relation kelyphite-opx-olivine

Lorsqu'un cristal d'olivine est au contact avec de la kelyphite, il se développe à leur contact une couronne d'opx (fig. 31). Ceci a été observé par LASNIER [1977].

III LES KELYPHITES

Deux types de kelyphite ont été remarqués, essentiellement liés aux grenats. Le plus répandu se développe à la périphérie, dans les fissures et autour des inclusions du grenat, quelque soit sa forme, s'il est dans une péridotite. Cette kelyphite à structure radiale et rayonnante prend naissance à la surface du grenat. Elle est de teinte jaune, grise et beige en L.P.N.A. La présence et le développement des kelyphites paraissent en rapport avec le degré de recuit et d'altération tardive des olivines. Dans les méta dunites à grenat du Bois des Feuilles où le recuit tardif est sévère la kelyphitisation est très développée alors que dans les faciès mylonitiques de Chagnon elle s'est peu exprimée. Elle paraît donc contemporaine de la dernière phase de recuit. La finesse des "fibres" ne permet pas de déterminer avec précision les composants minéraux des kelyphites.

Toutefois vers sa périphérie la kelyphite passe progressivement à une couronne externe de cristaux d'amphibole. Il n'est pas rare non plus d'observer de minuscules "granules" de spinelle très brun qui s'expriment dans les kelyphites et sur leurs bordures.

L'autre catégorie, beaucoup plus claire, s'observe dans la zone centrale des rubans pyroxénolitiques zonés et symétriques de Chagnon (p. 78). Elle se développe autour des grenats en contact avec la matrice de cette zone. Leurs propriétés optiques suggèrent une nature feldspathique.

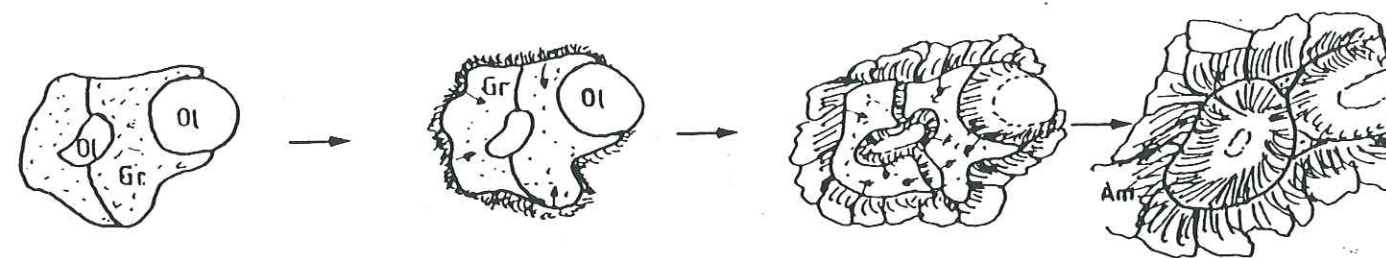


Fig. 65 - Rétromorphose d'un cristal de grenat par de la Kelyphite qui se développe en cristaux fibro-radiés à la surface du grenat, puis dans les fissures et au contact des inclusions. Lorsque le grenat a été complètement résorbé, les inclusions sont enrobées d'une double auréole de kelyphite.

CONCLUSION

L'examen micrographique des ultrabasites récoltées sur les sites du Bois des Feuilles, de Chagnon et de l'Artige, permet d'entrevoir des évolutions cristallogénétiques très voisines. En raison de certaines particularités pétrographiques et minéralogiques, ces évolutions sont résumées séparément pour chaque massif.

I LE MASSIF DU BOIS DES FEUILLES

Les lherzolites à spinelle, les lherzolites à spinelle/grenat, les dunites à grenat/spinelle associées aux webstérites à grenat résultent de la déformation à H.T. de matériaux plus anciens. La structure de ces derniers ne peut-être connue avec certitude. Les porphyroclastes et les amas polycristallins sont les seules reliques qui fournissent des informations sur ces anciens matériaux. Ces derniers correspondent à la phase 2 (TABLEAU n° 20). Si elles ne résultent pas de démixions diverses les inclusions rencontrées dans ces porphyroclastes sont les témoins de phases encore plus précoces (phase 1, TABLEAU n° 20).

Pour les métalherzolites à spinelle la phase 2 correspond à des assemblages à olivine, opx, cpx et spinelle. L'origine des amas polycristallins à opx et spinelle est très discutée (p. 60). Ils dérivent d'après les auteurs de la transformation d'anciennes paragénèses "primaires" (pyroxènes alumineux voir de grenat ?) par démixion ou recristallisation.

Pour les métalherzolites à spinelle/grenat la phase 2 était composée d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle. Les exsolutions et les coronites de grenat sont peut-être contemporaines de la genèse de ce matériau précoce.

Pour les métadunites à grenat/spinelle la phase 2 correspond à des matériaux de composition identique. Les porphyroclastes de grenat poecilites à inclusions d'olivine pourraient avoir été introduits dans les dunites par boudinage extrême des webstérites à grenat associées. Ces dernières sont issues d'un liquide formé par fusion partielle d'une péridotite à grenat entre 23 et 27 Kb et associé aux dunites par des processus complexes.

Après les déformations majeures à H.T. et peut-être aussi à H.P. qui entraînent la dilacération des structures anciennes et un recuit partiel syn-tectonique, les matériaux nouvellement formés subissent des rétro-morphoses tardives. Ces dernières sont responsables entre autres de la kelyphitisation des grenats, de la recristallisation partielle des pyroxènes et des kelyphites en amphiboles et l'altération en serpentine et chlorite des olivines.

PHASE	CORRES PONDANCE	LHERZOLITES A SPINELLE	LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT	DUNITES A GRENAT ET SPINELLE	WEBSTERITES A GRENAT
1° PHASE	INCLUSIONS	Olivine, opx, cpx (et spinelle ?)	Cpx, spinelle (et grenat ?)	Olivine, spinelle	Fusion Partielle (d'une p. à gr?) entre 23 et 27 Kb
2° PHASE	PORPHYRO CLASTES	Assemblage à olivine, opx, cpx et spinelle	Assemblage à ol, opx, cpx, sp (et grenat?)	Assemblage à ol, sp et grenat	Grenat, cpx et spinelle
3° PHASE	DEFORMATION A H.T. H.P.	Etirement, dispersion des reliques, dilacération des anciennes structures, recristallisation partielle syntectonique des anciens cristaux			
4° PHASE	RECUIT			Recuit tardif des olivines	
5° PHASE	RETROMOR PHOSES		<----- Kelyphitisation des grenats -----> <----- Amphibolitisation des pyroxènes -----> Chloritisation, serpentinitisation de l'olivine		

TABLEAU n° 20 - Synthèse de la pétrogénèse des ultrabasites récoltées sur le site du massif du Bois des Feuilles déduite de leur micrographie.

II LE MASSIF DE CHAGNON

Les lherzolites à spinelle et les lherzolites à spinelle/grenat associées à divers types de pyroxénolites à grenat ont des origines très voisines de celles du Bois des Feuilles. L'analyse des matériaux anciens se base aussi sur les porphyroclastes et les amas polycristallins et leurs inclusions (TABLEAU n° 21).

Pour les lherzolites à spinelle la phase 2 correspond à un assemblage d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle. Le problème de l'origine des amas polycristallins à opx et spinelle est le même que pour le Bois des Feuilles précédemment évoqué. La transformation de phases "primaires" alumineuses peut-être à envisager.

Pour les lherzolites à spinelle/grenat la phase 2 correspond aussi à un assemblage à olivine, opx, cpx, spinelle mais également grenat. Si les cristaux isolés de grenat et de spinelle ne représentent pas d'anciens spinelles à coronite de grenat démantelés par les déformations, ils ont pu apparaître simultanément sous certaines conditions PT.

Les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat seraient issues de la cristallisation d'un liquide produit par la fusion partielle d'une péridotite à grenat entre 23 et 27 Kb. Ce liquide a été incorporé dans l'assemblage précédent par des mécanismes plus ou moins complexes.

PHASE	CORRES PONDANCE	LHERZOLITES A SPINELLE	LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES GRENAT
1° PHASE	INCLUSIONS	Olivine, opx, et cpx ?	olivine, opx, cpx, spinelle ?	Fusion Partielle (d'une p. à gr?) entre 23 et 27 Kb
2° PHASE	PORPHYRO CLASTES	Assemblage à olivine, opx, cpx et spinelle	Assemblage à ol, opx, cpx, sp (et grenat?)	Grenat, cpx Réaction avec encaissant ?
3° PHASE	DEFORMATION A H.T. H.P.	Etirement, dispersion des reliques, dilacération des anciennes structures, recuit partielle syntectonique des anciens cristaux		
4° PHASE	RECUIT	Recuit tardif des olivines		
5° PHASE	RETROMOR- PHOSES	(- Kélyphitisation des grenats -) (----- Amphibolitisation des pyroxènes -----) Chloritisation, serpentinitisation des olivines		

TABEAU n° 21 - Synthèse de la pétrogénèse des ultrabasites récoltées sur le site de Chagnon déduite de leur micrographie.

Ces matériaux ont également subi des déformations majeures à H.T. et H.P. par étirement, boudinage, dispersion des reliques et hybridation tectonique des cristaux. Ceci a été particulièrement intense pour les lherzolites à spinelle et grenat. Les anciens cristaux ont été partiellement recuits. La nouvelle structure issue de ces déformations a été complètement reprise dans le faciès à spinelle par un recuit post tectonique des olivines.

Enfin les rétro-morphoses tardives achèvent l'altération de ces matériaux.

III LE MASSIF DE L'ARTIGE

Les porphyroclastes des lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige indiquent qu'elles résultent de la déformation à H.T. et H.P. d'assemblages à olivine, opx, cpx et spinelle. La coronitisation par le grenat des spinelles est faible.

A l'image de celles du Bois des Feuilles les pyroxénolites à grenat de l'Artige doivent résulter de la cristallisation d'un liquide apparu à P>20 Kb à partir de la fusion partielle d'ultrabasites à grenat.

Ces matériaux subissent aussi des déformations importantes à H.T. et H.P. produisant toujours les mêmes résultats.

PHASES	CORRES PONDANCES	LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES A GRENAT
1° PHASE	INCLUSIONS	Olivine, opx, cpx (et grenat ?)	Fusion partielle d'une péridotite à gr à P>20 Kb
2° PHASE	PORPHYRO CLASTES	Assemblage à olivine, opx, cpx et spinelle	Assemblage à opx, grenat cpx et/ou spinelle Démixion opx --> grenat
3° PHASE	DEFORMATIONS MAJEURES DE H.P. H.T.	Etirement et boudinage des structures Déformation et dispersion des minéraux Hybridation tectonique possible des minéraux	
4° PHASE	RETROMOR- PHOSES TARSIVES	Kélyphitisation faible à absente des grenats Amphibolitisation des pyroxènes et des kélyphites Chloritisation et serpentinitisation des olivines	

TABEAU n° 22 - Synthèse de la pétrogénèse des ultrabasites récoltées sur le site du massif de l'Artige déduite de leur micrographie.

IV SUITE DU TRAVAIL

Un certain nombre de points obscurs restent à éclaircir, notamment la signification des exsolutions de grenat et des coronites de grenat autour des spinelles. Sont-elles contemporaines de la cristallisation des ultrabasites ou bien sont-elles dues à des mécanismes plus ou moins complexes qui ont entraîné ces roches dans des régions où régnent des conditions PT plus sévères ?

La troisième partie se propose d'apporter des arguments chimiques et physiques permettant de répondre à ces questions. Pour cela les variations de compositions des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat sont analysées finement. Cette étude a donc pour but :

- d'affiner l'évolution entrevue par la micrographie;
- de typer les différentes générations de minéraux par leurs variations chimiques;
- de suivre les exsolutions de grenat et la coronitisation des spinelles des points de vue chimiques et physiques;
- d'effectuer une première évaluation des conditions PT grâce à des géothermomètres et des géobaromètres graphiques.

Cela va conduire à faire une évaluation plus fine des conditions PT de certaines phases en utilisant des modèles géothermométriques et géobarométriques plus élaborés.

TROISIEME PARTIE

MINERALOGIE

-

VARIATIONS CHIMIQUES

DES PRINCIPAUX MINERAUX

MINERALOGIE DES PERIDOTITES DU BOIS DES FEUILLES

I LES LHERZOLITES A SPINELLE

I-1 Les olivines

Rappel des différents types

L'examen micrographique des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles (p. 58) a permis de noter l'existence de quatre types d'olivine:

- * des inclusions* dans des porphyroclastes d'opx ou de spinelle;
- * des porphyroclastes*;
- * une "coronite***" au contact d'une inclusion de spinelle dans un cristal d'opx;
- * des cristaux de recuit, constituant principal de la matrice.

Composition des différents types analysés

Les compositions des différents types analysés sont assez uniformes (TABLEAU n° 23). Les inclusions et les porphyroclastes ont des teneurs en forstérite qui varient seulement entre 89,5 et 90,5 %. Les porphyroclastes sont légèrement plus riches en Ni. La coronite montre une composition très voisine.

TYPE	INCLUSIONS DANS DES PORPHYROCLASTES D'OPX			DE SPINELLE	PORPHYROCLASTES		CORONITE
	n	6		1	9		1
		X	σ		X	σ	
SiO2	41,11	0,41	40,85	40,75	0,40	41,76	
Al2O3	0,09	0,12	-	0,04	0,04	0,01	
FeO	2,67	0,23	9,75	9,69	0,16	9,76	
MgO	49,08	0,47	47,62	48,72	0,31	48,04	
MnO	0,14	0,03	0,1	0,14	0,05	0,09	
CaO	0,04	0,08	0,01	0,02	0,02	0,01	
Na2O	0,01	0,01	-	0,03	0,04	-	
K2O	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	-	
TiO2	0,03	0,03	0,07	0,01	0,02	0,09	
NiO	0,26	0,06	0,19	0,30	0,06	0,22	
Cr2O3	0,02	0,02	0,02	0,05	0,09	-	

TABLEAU n° 23 - Compositions moyennes des différents types d'olivine analysés

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

I-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Les différents types d'orthopyroxènes rencontrés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles (p. 48) sont:

* des "inclusions" associées à du spinelle dans les amas polycristallins;

* des porphyroclastes, parfois à exsolutions de spinelle;

* des cristaux de recuit des reliques précédentes.

Composition des différents types analysés

Les compositions des différents types analysés varient très peu. Quelques analyses types sont rassemblées dans le tableau n° 24.

TYPE	amas polycristallins		porphyroclastes		cristaux de recuit	
N° réf.	9	32	3	27	22	23
SiO ₂	57,05	54,05	54,64	55,81	56,21	56,25
Al ₂ O ₃	3,11	5,86	4,32	3,17	2,78	3,02
FeO	6,13	6,52	6,37	6,33	6,79	6,62
MgO	33,43	32,09	32,54	33,71	34,05	33,42
MnO	0,19	0,13	0,29	0,11	0,14	0,13
CaO	0,15	0,46	0,33	0,1	0,24	0,16
Na ₂ O	-	0,11	0,03	-	-	0,05
K ₂ O	-	-	0,03	0,01	-	-
TiO ₂	0,04	0,93	0,16	0,14	0,08	0,18
NiO	-	-	0,16	0,07	0,09	0,05
Cr ₂ O ₃	0,12	0,45	0,36	0,19	0,1	0,17
	100,22	100,6	99,23	99,64	100,48	100,05
Si	1,9551	1,8596	1,9039	1,9304	1,9332	1,9393
Al ^{IV}	0,0448	0,1404	0,096	0,0695	0,0668	0,0607
Al ^{VI}	0,0808	0,0971	0,0814	0,0597	0,0458	0,062
Ti	0,001	0,024	0,0041	0,0036	0,002	0,0046
Cr	0,0032	0,0122	0,0099	0,0051	0,0027	0,0046
Fe ³⁺	0,0207	0,0055	0,0004	0,0014	-	0,0064
Fe ²⁺	0,1756	0,1876	0,1856	0,1831	0,1953	0,1908
Mn	0,0055	0,0037	0,0085	0,0032	0,004	0,0037
Mg	1,7076	1,6456	1,69	1,7379	1,7455	1,7173
Ni	-	-	0,0044	0,0019	0,0024	0,0013
Ca	0,0055	0,0169	0,0123	0,0037	0,0088	0,0059
Na	-	0,0073	0,002	-	-	0,0033
K	-	-	0,0013	0,0004	-	-
	3,9998	3,9999	3,9998	3,9999	4,0065	3,9999
Fe total	0,2018	0,1968	0,1945	0,1877	0,1993	0,2009
Fm	10,56	10,68	10,32	9,74	10,24	10,47
Ur + Ac	-	0,73	0,33	0,04	-	0,33
Jd	-	-	-	-	-	-
MgTi	2,54	3,46	1,11	0,97	0,46	1,23
MgTs	3,87	8,49	7,77	5,5	5,12	4,93
Wo	0,28	0,85	0,61	0,18	0,43	0,29
En	84,04	76,83	80,44	83,96	84,06	83,4
Fs	9,25	9,62	9,72	9,33	9,9	9,78

TABLEAU n° 24 - Quelques analyses sélectionnées des trois types d'opx rencontrés dans les métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles. (éch. SCBF-23) [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

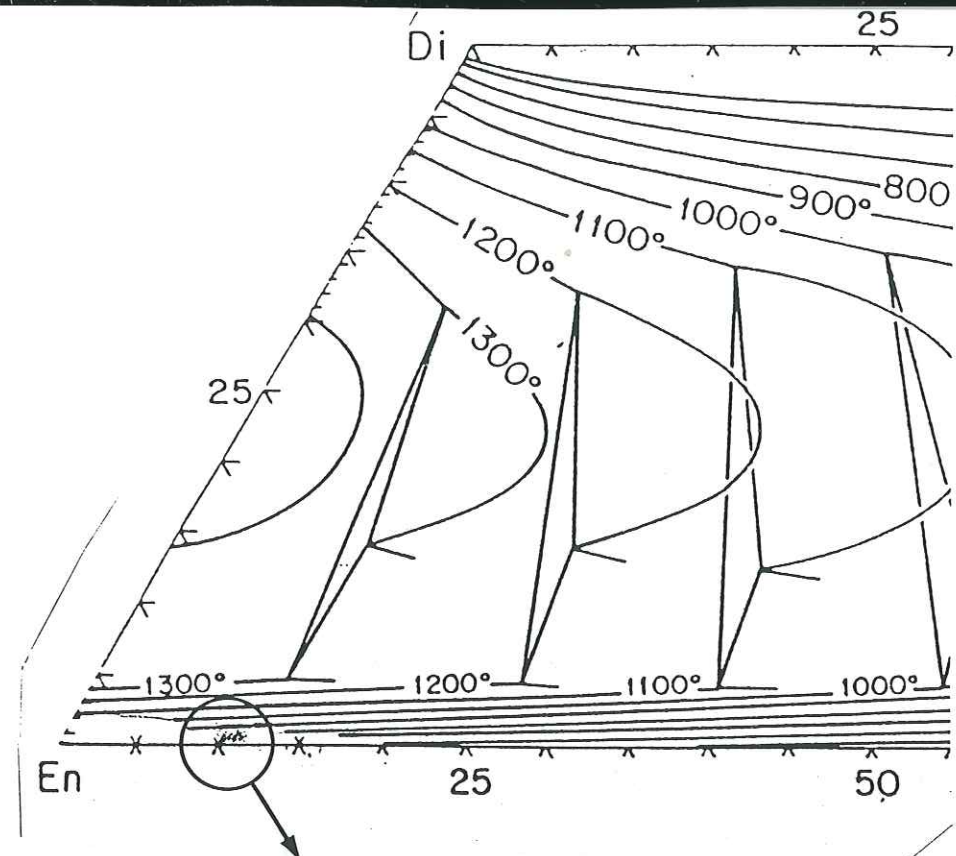


Fig. 66 - Position des types d'opx analysés dans les métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles dans le diagramme En-Fs-Wo. Les isothermes des relations de phases sont d'après LINDSLEY [1983] pour 10 Kb mais varient peu avec la pression.

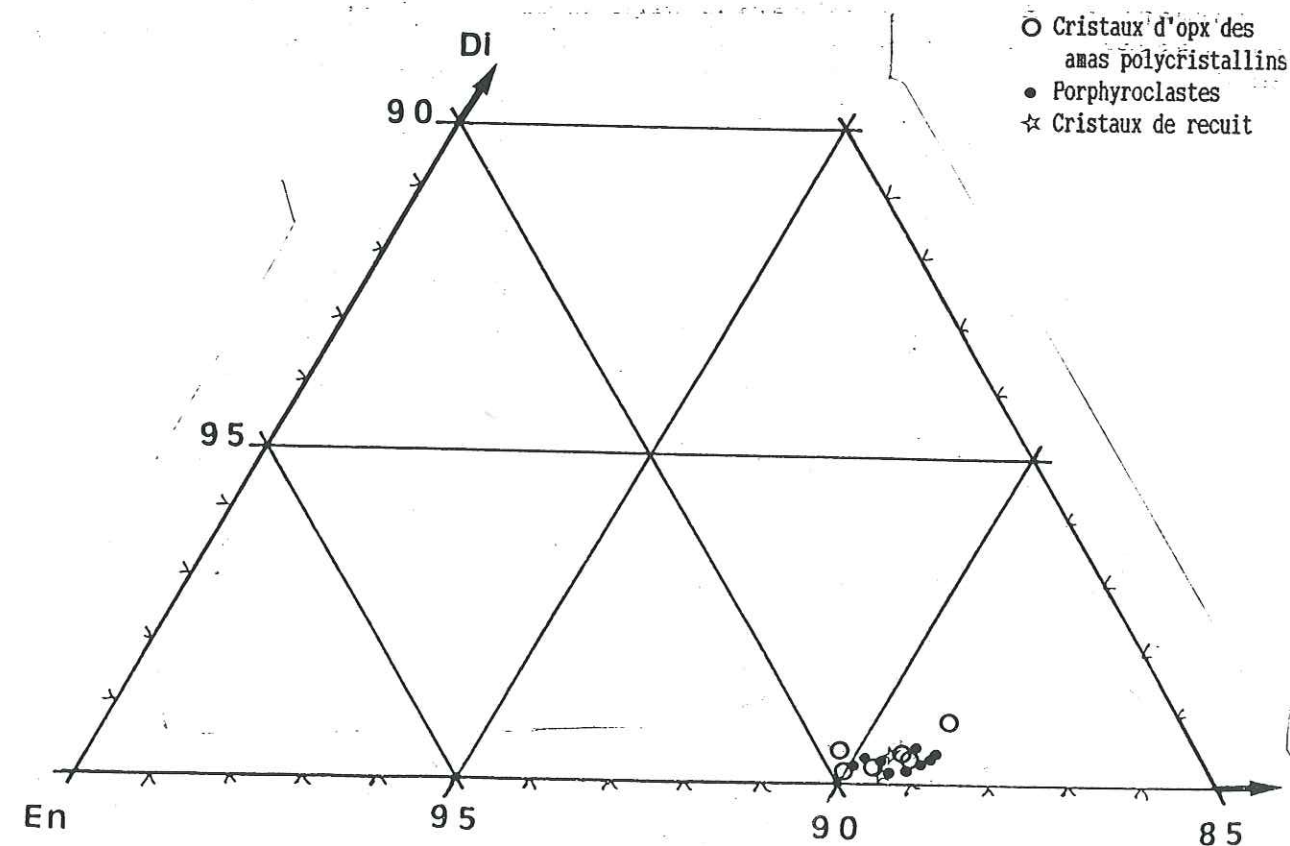


Fig. 67 - Même chose que la fig. 66 à échelle réduite.

Les inclusions sont des bronzites légèrement plus calciques que les types suivants (fig. 67). Selon les données thermobarométriques de LINDSLEY [1983] pour 10 Kb⁽¹⁾ ces compositions indiquent des températures inférieures à 800 °C (fig. 66). Ces inclusions fournissent également les termes les plus alumi-neux (jusqu'à 6% d'Al₂O₃) - ce qui est confirmé par la figure 68 - et chromifères (0,20 à 0,50 % de Cr₂O₃). La solubilité de l'alumine dans un opx coexistant avec une phase alumineuse (grenat et/ou spinelle) est reconnue depuis les années 1970 comme un géothermobaromètre potentiel. En effet, il s'avère que la teneur en aluminium des opx est fonction de P et de T. Il a été montré que l'influence de P sur la solubilité de l'alumine dans les opx coexistant avec du spinelle est faible [MACGREGOR, 1974; OBATA, 1976; GASPARIK & NEWTON, 1984]. De ce fait pour les lherzolites à spinelle les auteurs considèrent cette solubilité comme un excellent géothermomètre et utilisent des diagrammes de phases. Ces diagrammes ont été établis expérimentalement et donnent les conditions P/T en fonction des teneurs en alumine du pyroxène (fig. 69). Selon ces modèles les températures obtenues pour les inclusions étudiées ici sont comprises entre 700 et 900°C (fig. 69).

Les porphyroclastes sont des bronzites un peu moins calciques que les inclusions, moins alumineux pour la plupart (3 à 5 % d'Al₂O₃) (fig. 68) et moins chromifères (0,20 à 0,40 % de Cr₂O₃). Les compositions sont trop voisines pour faire une distinction (fig. 66). Les teneurs en alumine impliquent des températures de formation ou de rééquilibrage comprises entre 750 et 900°C. Ces températures doivent être des valeurs minimales: en effet l'expression d'exsolutions de spinelle implique une teneur en Al₂O₃ avant démixion légèrement supérieure.

Les cristaux de recuit sont aussi des bronzites, mais les moins calciques et les moins alumineux (fig. 67 à 69). Les températures de formation, évaluées à partir des teneurs en Al₂O₃ sont évidemment plus basses que les clastes précédents et se situent aux environs de 750°C.

Conclusion

Les trois types d'opx analysés offrent une évolution rétrograde attestant une évolution des compositions chimiques. Les termes les plus anciens - les inclusions - sont des bronzites alumineuses et chromifères équilibrées vers 900°C. Les porphyroclastes montrent un déficit en CaO et en Al₂O₃ témoignant d'après les thermobaromètres impliquant l'Al d'une palette de températures comprises entre 750 et 900°C. Enfin les cristaux de recuit qui sont les plus récents sont les moins alumineux et attesteraient un rééquilibrage vers 750°C.

Les températures ainsi obtenues doivent être considérées comme des conditions minimales. Cela implique que les inclusions et les porphyroclastes étaient peut-être plus alumineux et plus calciques.

(1) Les données de LINDSLEY [1983] sont peu sensibles à la pression entre 10 et 20 Kb).

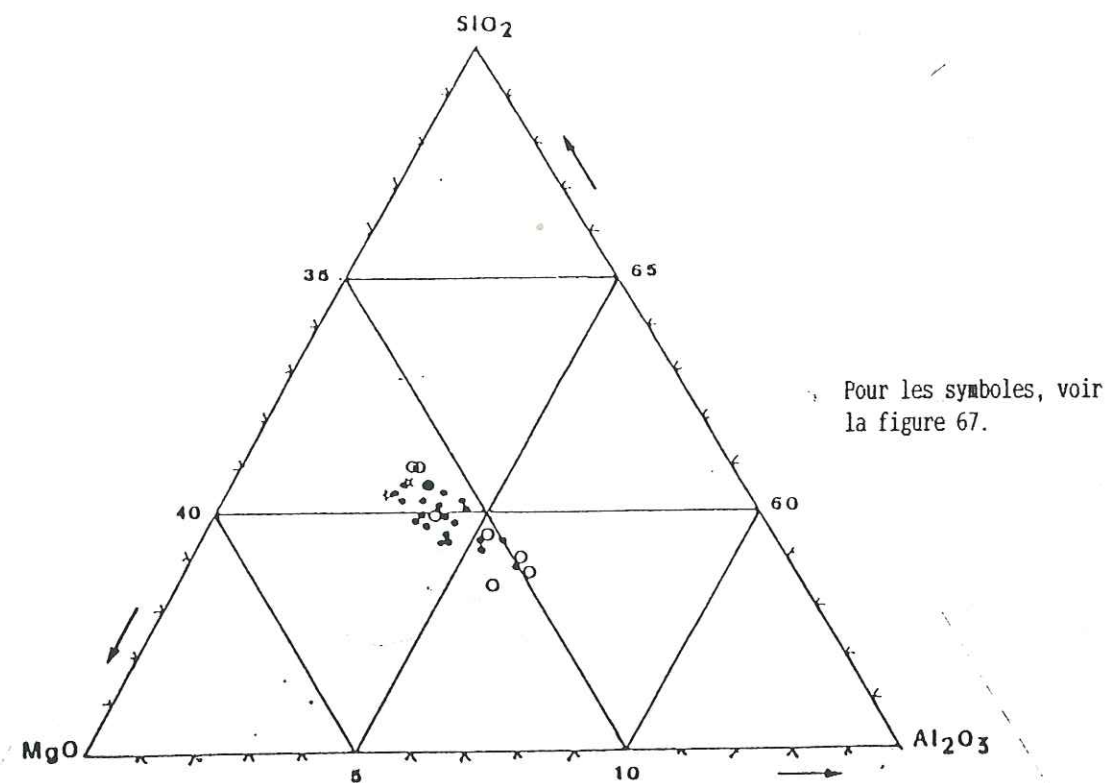


Fig. 68 - Variations des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des différents types d'opx analysés des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles. Ces variations attestent une évolution entre des termes alumineux (amas polycristallins) et des termes plus siliceux et magnésiens (les cristaux de recuit).

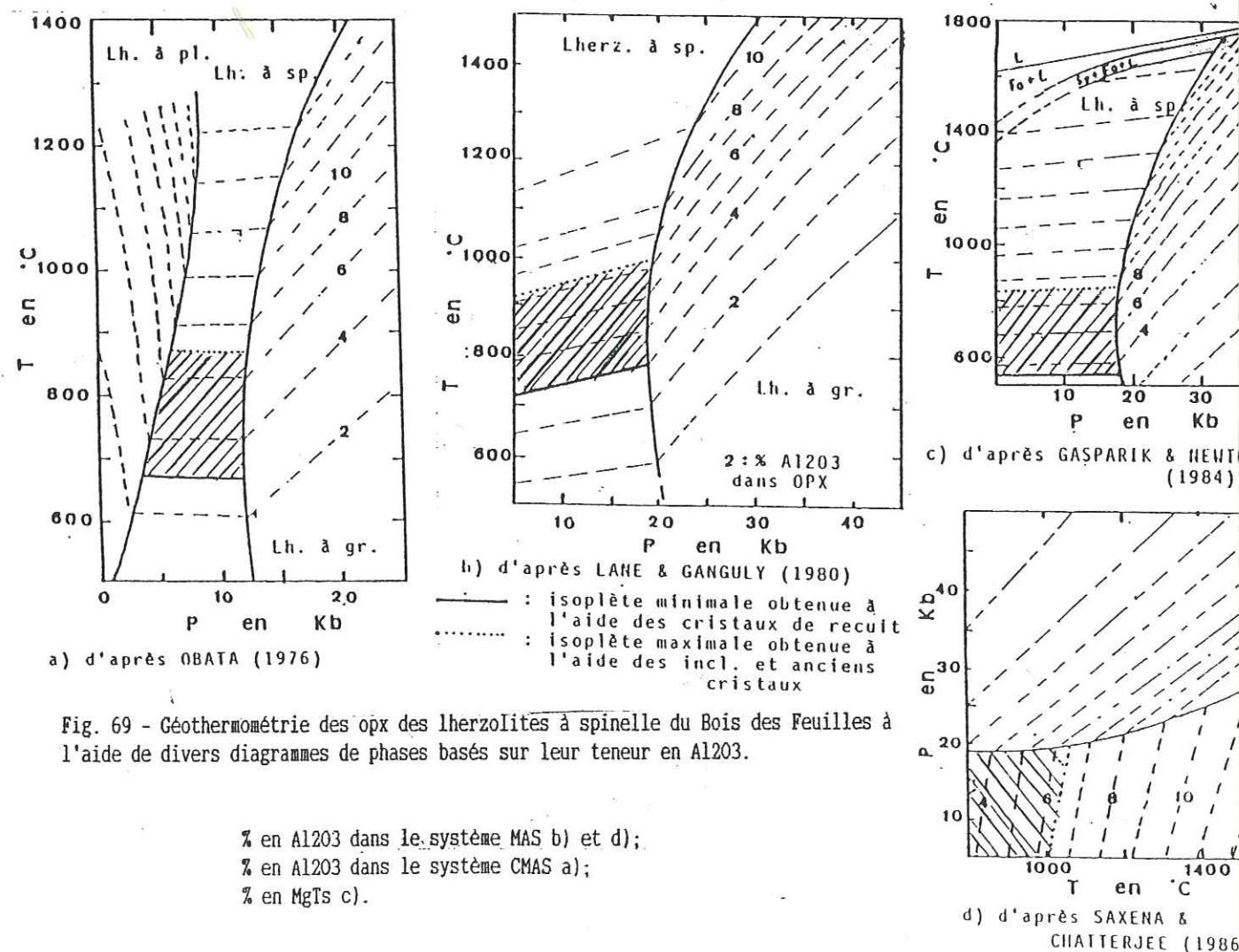


Fig. 69 - Géothermométrie des opx des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles à l'aide de divers diagrammes de phases basés sur leur teneur en Al₂O₃.

% en Al₂O₃ dans le système MAS b) et d);
% en Al₂O₃ dans le système CMAS a);
% en MgTs c).

I-2 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les différents types de clinopyroxène rencontrés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles (p. 48) sont:

- * des inclusions* dans les amas polycristallins à spinelle;
- * des porphyroclastes*;
- * des lamelles d'exsolution dans les porphyroclastes d'opx;
- * des cristaux de recuit*.

Composition des différents types analysés

Les trois types de cpx analysés se répartissent dans le secteur du groupe des pyroxènes "Quad" dans le diagramme Q - J (fig. 70) qui différencie ces derniers des pyroxènes sodiques selon MORIMOTO [1988]. D'après cet auteur ils peuvent donc tous être représentés dans le diagramme de Hess (fig. 71). Le tableau n° 25 donne quelques analyses sélectionnées des différents types.

TYPE	Inclusions dans porphy. de spin.		Porphyroclastes		cristaux de recuit	
N° réf.	6	16	1	13	9	10
SiO ₂	52,77	51,48	51,28	52,99	50,63	52,75
Al ₂ O ₃	6,36	4,63	6,69	5,9	9,06	6,23
FeO	1,79	1,67	1,94	2,45	1,98	1,78
MgO	14,73	17,2	14,2	14,76	13,95	14,84
MnO	0,13	-	0,17	-	0,17	0,07
CaO	21,64	22,19	20,68	20,49	20,79	21,64
Na ₂ O	1,59	0,81	2,08	1,15	1,91	1,63
K ₂ O	0,02	0,03	0,16	-	-	0,04
TiO ₂	0,74	0,49	0,6	0,53	0,77	0,65
NiO	-	0,03	0,05	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,61	0,74	0,7	0,49	0,77	0,63
	100,38	99,27	98,55	98,76	100,03	100,26
Si	1,8968	1,8788	1,8833	1,928	1,8292	1,8986
Al ^{IV}	0,1031	0,1211	0,1167	0,072	0,1707	0,1014
Al ^{VI}	0,1663	0,078	0,1728	0,181	0,2150	0,1628
Ti	0,02	0,0134	0,0165	0,0145	0,0209	0,0175
Cr	0,0173	0,0213	0,0203	0,014	0,0219	0,0179
Fe ³⁺	0,0045	-	-	0,0357	-	0,0001
Fe ²⁺	0,0538	0,0509	0,0595	0,0745	0,0598	0,0535
Mn	0,0039	-	0,0052	-	0,0052	0,0021
Mg	0,7891	0,9356	0,7773	0,8004	0,7512	0,7961
Ni	-	0,0008	0,0014	-	-	-
Ca	0,8334	0,8677	0,8137	0,7987	0,8047	0,8345
Na	0,1108	0,0573	0,1481	0,0811	0,1337	0,1137
K	0,0009	0,0013	0,0074	-	-	0,0018
	3,9999	4,0262	4,0222	3,9999	4,0123	4
Fe total	0,0622	0,0509	0,0647	0,1102	0,065	0,0557
Fm	7,3	5,15	7,68	12,1	7,96	6,53
Ur + Ac	2,18	2,07	1,98	5,1	2,16	1,79
Jd	9,01	3,63	13,22	3,22	11,04	9,74
MgTi	2	1,3	1,61	1,48	2,06	1,74
CaTs	6,99	6,57	5,93	9,89	11,46	6,58
Wo	37,3	38,32	36,01	35,33	32,97	37,54
En	39,58	45,6	38,07	41,11	37,09	39,79
Fs	2,89	2,47	3,16	3,82	3,2	2,77

TABLEAU n° 25 - Quelques analyses sélectionnées des trois types de cpx analysés dans les métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles. (éch. SCBF-23) [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

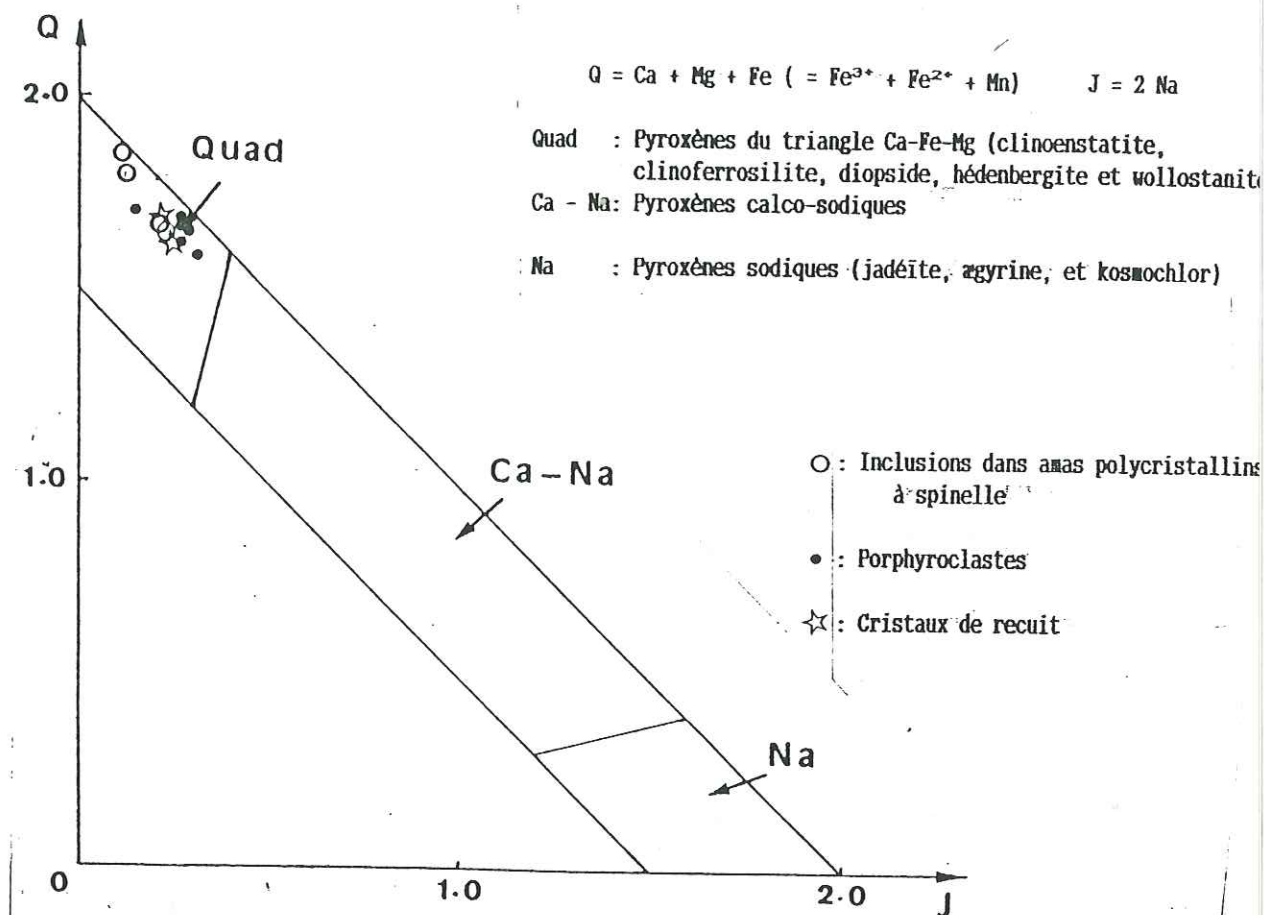


Fig. 70 - Positions des trois types de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles dans le diagramme Q - J qui permet de différencier les pyroxènes à tendance sodiques et autres [MORIMOTO, 1988].

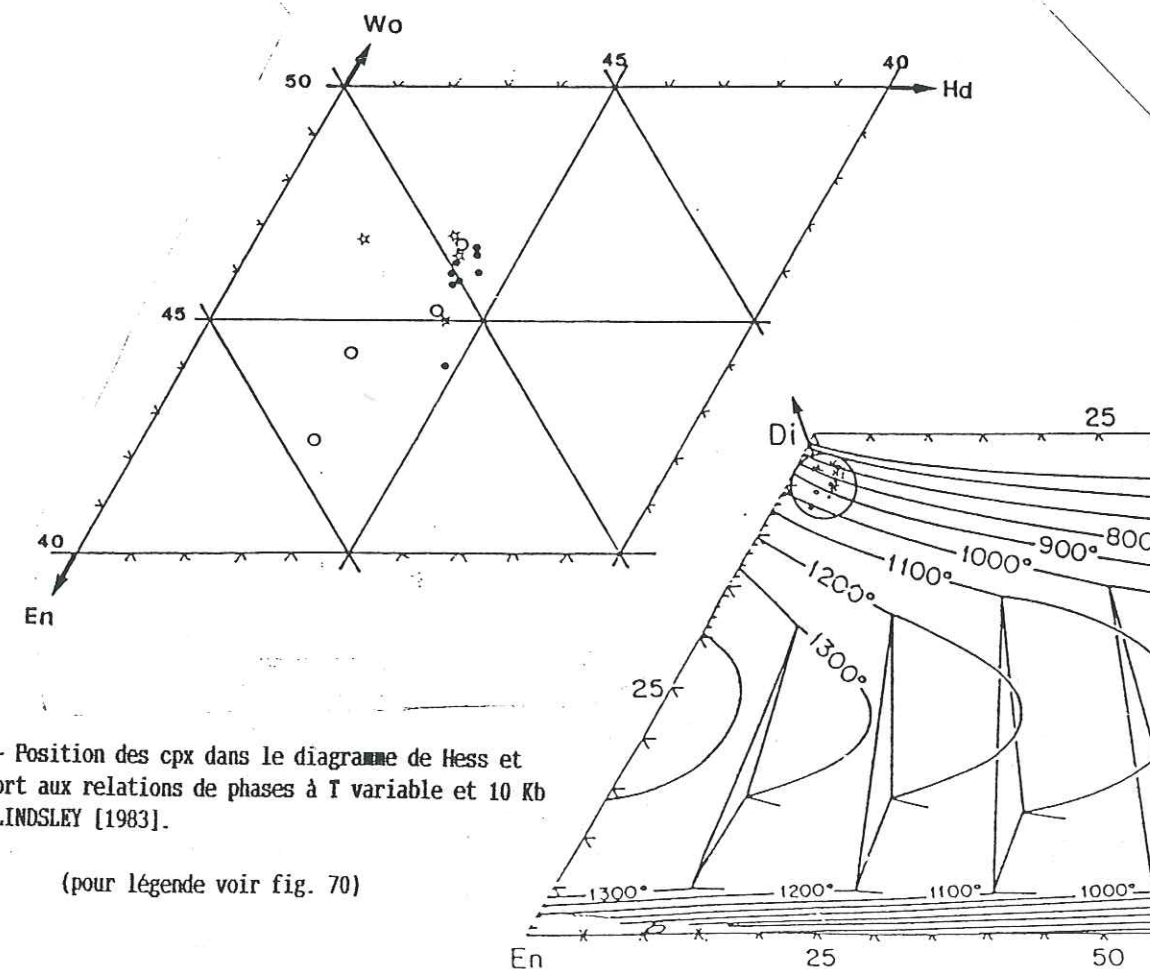


Fig. 71 - Position des cpx dans le diagramme de Hess et par rapport aux relations de phases à T variable et 10 Kb d'après LINDSLEY [1983].

(pour légende voir fig. 70)

Les inclusions dans les amas polycristallins à spinelle montrent une palette de compositions qui varient entre des augites (En_{45}) et des diopsides ($En_{54.5}$) (fig. 71), [nomenclature de MORIMOTO, 1988]. Selon le diagramme de phases de LINDSLEY [1983] pour 10 Kb, T varie entre 700 et 1000°C. Les teneurs en Jd et en CaTs varient respectivement entre 3 et 11 % et entre 6 et 8 %. Enfin elles contiennent entre 0,6 et 0,74 % de Cr_2O_3 .

Les porphyroclastes sont en majorité des diopsides (diagramme de Hess, fig. 71). D'après LINDSLEY [1983] leurs positions témoignent de températures comprises entre 700 et 900°C. Leurs teneurs en Jd qui varient entre 11 et 13,2 % sont plus élevées que celles des inclusions. Les teneurs en CaTs et Cr_2O_3 sont à peu près identiques (6 à 10 % et 0,4 à 1 %).

Les cristaux de recuit sont des diopsides (fig. 71). Selon le diagramme de phases de LINDSLEY [1983] pour 10 Kb les températures correspondantes varient entre 700 et 800°C. Leurs teneurs en Jd sont intermédiaires entre les deux types précédents (8 à 11 %) mais ils sont plus riches en CaTs (6,5 à 11,5 %).

Les variations en alumine

Les variations en alumine des trois types de cpx analysés sont très nettes (fig. 72) et peuvent présenter un intérêt thermométrique [GASPARIK, 1984]. Les inclusions et les cristaux de recuit sont respectivement les moins et les plus alumineux. Toutefois le comportement de l'alumine est plus complexe car ici deux constituants alumineux sont pris en compte: la jadéite (Jd) et la molécule de Tschermack (CaTs). Si les teneurs en CaTs varient peu (fig. 73) celles de la Jd sont très différentes d'un type à l'autre et peuvent avoir une origine métasomatique ou primaire.

En ce qui concerne les inclusions, l'origine par démixion d'un pyroxène alumineux antérieur ou d'un grenat proposée par certains auteurs (p. 61) au sujet des amas polycristallins auxquels elles sont associées est à considérer. Ces anciennes phases peu sodiques (opx ou grenat) seraient alors à l'origine des faibles teneurs en Jd des "inclusions".

Les teneurs élevées en Jd des porphyroclastes seraient alors d'origine métasomatique ou bien primaire. Cependant il y a peu de porphyroclastes d'amphibole dans les roches considérées (p. 58) impliquant une très faible hydratation au cours de l'apparition des cpx. De ce fait l'hypothèse d'un apport externe en Na paraît peu probable. Compte tenu du fait que les exsolutions de spinelle modifient très peu les teneurs en alumine des cpx [CONQUERE 1978], ces teneurs seraient alors des caractères hérités de la phase de cristallisation à H.P. des porphyroclastes de cpx [BANNO & YAMASAKI, 1971].

La phase thermique contemporaine de l'apparition des cristaux de recuit a pu aussi se faire à H.P. et/ou bien avec une légère hydratation attestée par la participation de rares amphiboles aux recristallisations partielles des pyroxènes car les teneurs en Jd sont presque aussi élevées que celles des porphyroclastes. Les teneurs en Jd des cristaux de recuit peuvent être aussi des caractères hérités des porphyroclastes dont ils dérivent. Toutefois les teneurs relativement élevées en CaTs des cristaux de recuit attestent aussi des conditions PT élevées [HERZBERG & CHAPMAN, 1976].

Pour les symboles voir fig. 70.

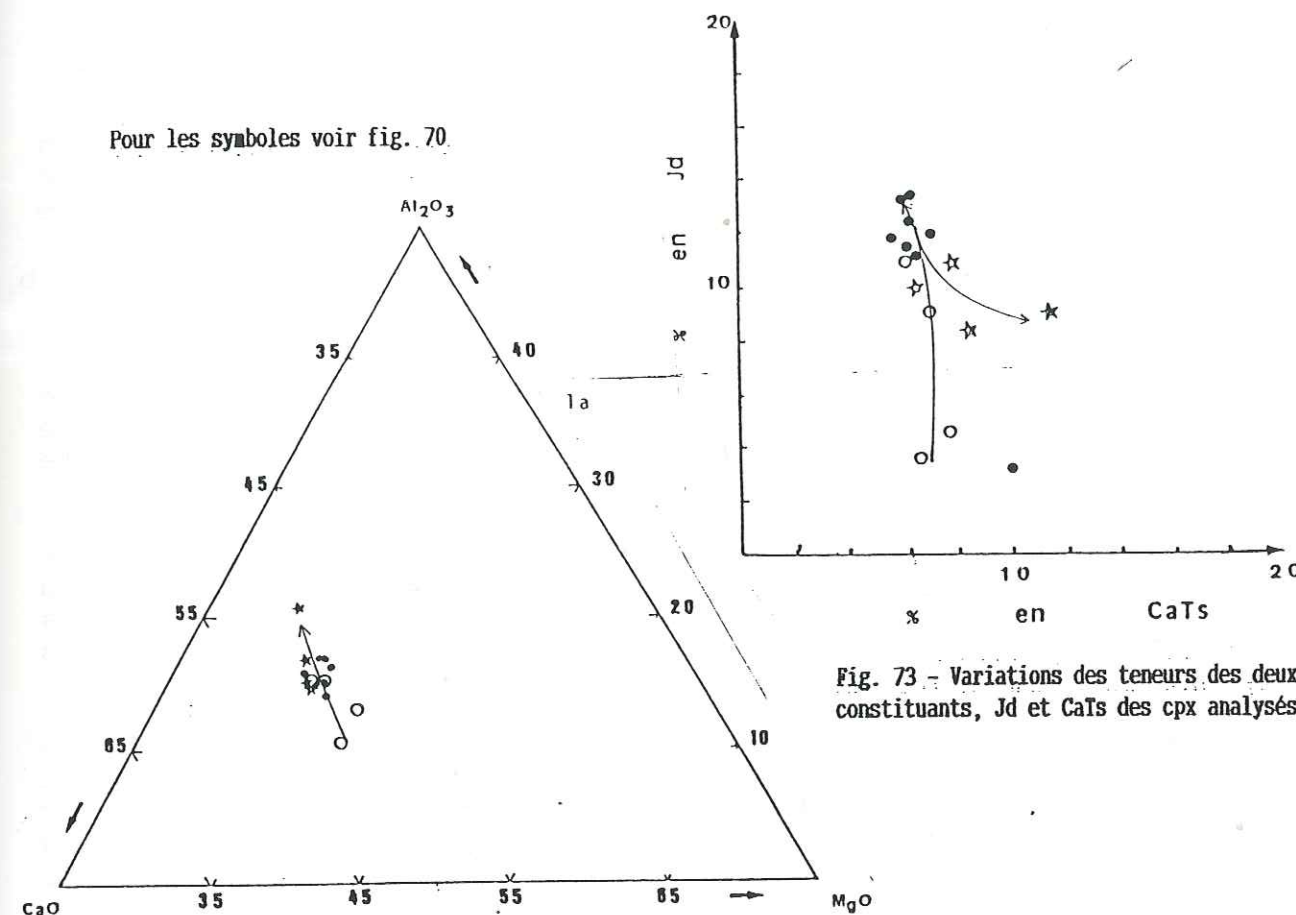


Fig. 72 - Variations de MgO, CaO et de Al_2O_3 dans les cpx analysés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

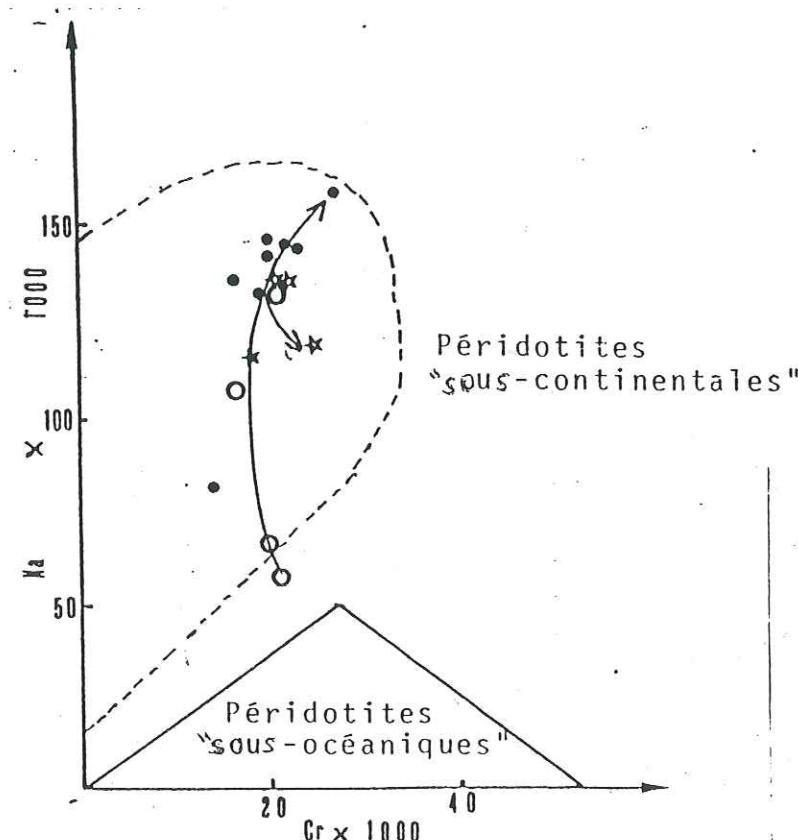


Fig. 74 - Différenciation des cpx d'après leur rapport Na/Cr des péridotites "sous-continentales" et "sous-océaniques", de KORNPROBST et al. [1981] appliquée aux cpx considérés ici.

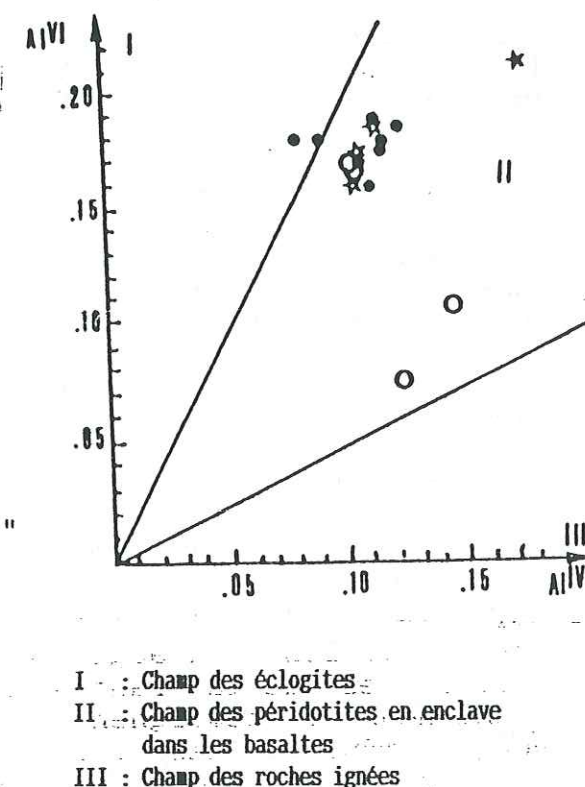


Fig. 75 - Différenciation des cpx à affinité éclogitique, xénolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport $Al\ VI / Al\ IV$ d'après AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Il est délicat de quantifier les conditions PT à partir des teneurs en Jd ou en CaTs des cpx. Le seul modèle actuellement disponible - celui de GASPARIK [1984] - utilise la concentration en CaTs dans les cpx dans le système CMAS. Cependant pour calculer cette concentration cet auteur suggère $X_{CaTs} = Al/2^{(1)}$. De plus l'influence du Cr sur la solubilité de l'alumine est peu connue. De ce fait ce modèle paraît peu utilisable pour des minéraux naturels.

Variations en MgO

Les variations en MgO paraissent constituer un géothermomètre plus fiable. Le diagramme de phases proposé par LINDSLEY [1983] varie peu avec P entre 10 et 20 Kb. Celui de GASPARIK [1984] semble discutable car cet auteur suggère de prendre $X_{En} = 1 - Ca^{(1)}$.

Les teneurs élevées en MgO des "inclusions" pourraient refléter une origine par démixion d'une phase magnésienne antérieure (opx ou grenat) ou des échanges avec le spinelle hôte. De toute façon ces teneurs sont probablement des caractères "primaires" car elles témoignent des températures les plus élevées (1000 °C).

Celles des porphyroclastes ont du être modifiées au cours de l'évolution du matériau car les températures obtenues (<900 °C) sont probablement minimales. Ces modifications peuvent être attribuées aux exsolutions d'opx pouvant affecter très sensiblement la composition du cpx hôte au cours du refroidissement [ETIENNE, 1971; CONQUERE, 1978].

Enfin celles des cristaux de recuit qui sont les plus basses attestent d'une croissance à B.P., conformément aux conditions données par le modèle de LINDSLEY (700 - 800 °C). Le Mg a du diffuser au cours des recristallisations au profit des cristaux d'enstatite de recuit.

Affinité géostructurale

Les teneurs en alumine et en soude (4,5 à 9,1 % et 1 à 2,4 %) sont conformes à celles des cpx des massifs du même type de l'Ariège (p. 27). D'après le diagramme Al VI - Al IV de AOKI & SHIBA [1973] (fig. 75) ces cpx se rapprochent du rapport Al VI / Al IV des cpx des xénolites dans les basaltes alcalins. Enfin leurs teneurs en Na les rapprochent des cpx "sous - continentaux" (fig. 74).

Conclusion

Les compositions des cpx analysés rappellent celles des cpx des massifs ultrabasiques de l'Ariège, des xénolites de péridotites à spinelle des basaltes alcalins et des péridotites sous-continentales. Les "inclusions" d'augite et de diopside dans les spinelles, peut être issues de la transformations d'anciennes phases magnésiennes et aluminées, témoignent de températures minimales comprises entre 900 et 1000 °C. Les porphyroclastes de diopside ont des teneurs élevées en Jd, probablement héritées d'une cristallisation à H.P. et témoignent de températures d'équilibre inférieures à 1000 °C. La dernière recristallisation partielle a du s'effectuer entre 700 et 800 °C à H.P.

(1) Les deux géothermobaromètres de GASPARIK [1984] basés sur les teneurs en CaTs et en En des cpx dans le système CMAS sont délicats à utiliser pour des minéraux naturels car l'auteur préconise de prendre $X_{CaTs} = Al/2$ et $X_{En} = 1 - Ca$ en ne tenant pas compte des autres constituants (jadelite, wollastonite, ...).

I-4 Les spinelles

Rappel des différents types

Dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles (p. 48) les différents types de spinelle rencontrés sont:

- * des inclusions* dans les porphyroclastes d'OPX;
- * des porphyroclastes* poecilites à inclusions de pyroxènes;
- * des exsolutions* dans les porphyroclastes de cpx et d'opx;
- * des cristaux de recuit de porphyroclastes de pyroxènes.

Compositions des différents types analysés

TYPE TYPE	Inclusions dans des porphy. d'opx		porphyroclastes		Exsolution dans porphy. de cpx
N° réf.	10	17	2	20	1
SiO2	1,11	0,04	0,08	-	1,14
Al2O3	63,68	58,83	59,57	59,35	58,31
FeO	8,83	11,06	10,18	10,98	13,29
Fe2O3	-	-	-	-	-
MgO	18,48	19,41	19,57	19,4	17,75
MnO	0,12	0,12	0,11	0,13	0,1
CaO	0,12	0,03	0,02	0,04	0,25
Na2O	-	-	0,01	-	-
K2O	0,04	-	-	-	0,01
TiO2	0,01	0,01	0,14	0,05	0,01
NiO	0,34	0,29	0,26	0,26	0,27
Cr2O3	7,54	11,66	9,66	10,61	9,77
	100,27	101,45	99,6	100,82	100,9
Si	0,223	0,0081	0,0164	-	0,2351
Al	15,0845	14,1796	14,48	14,3446	14,1776
Ti	0,0015	0,0015	0,0217	0,0077	0,0015
Cr	1,1981	1,8853	1,5752	1,7202	1,5935
Fe3+	-	-	-	-	-
Fe2+	1,484	1,8915	1,7558	1,8829	2,2928
Mn	0,0204	0,0207	0,0192	0,0225	0,0174
Mg	5,5361	5,9165	6,016	5,9298	5,458
Ni	0,0549	0,0476	0,0431	0,0428	0,0447
Ca	0,0258	0,0065	0,0044	0,0087	0,0552
Na	-	-	0,0039	-	-
K	0,0102	-	-	-	0,0026
	23,6385	23,9573	23,9357	23,9592	23,8784
Fe total	1,484	1,8915	1,7558	1,8829	2,2928
Fm	21,13	24,22	22,59	24,1	29,58
Spin. Fe.	21,07	24,16	22,53	24,03	29,51
Spin. Mg.	78,63	75,57	77,21	75,68	70,26
Galaxite	0,3	0,27	0,26	0,29	0,23
Ulvospin.	-	-	0,13	0,04	-
Spin. Al.	92,63	88,25	90,06	89,24	89,88
Chro. s.l	7,37	11,75	9,81	10,72	10,12
Mg*	78,86	75,77	77,4	75,89	70,41
Cr*	7,35	11,73	9,81	10,7	10,1

TABLEAU n° 26 - Quelques analyses à la microsonde sélectionnées des spinelles des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles [pour les calculs des formules structurales voir ANNEXE n° 2].

(*) type ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

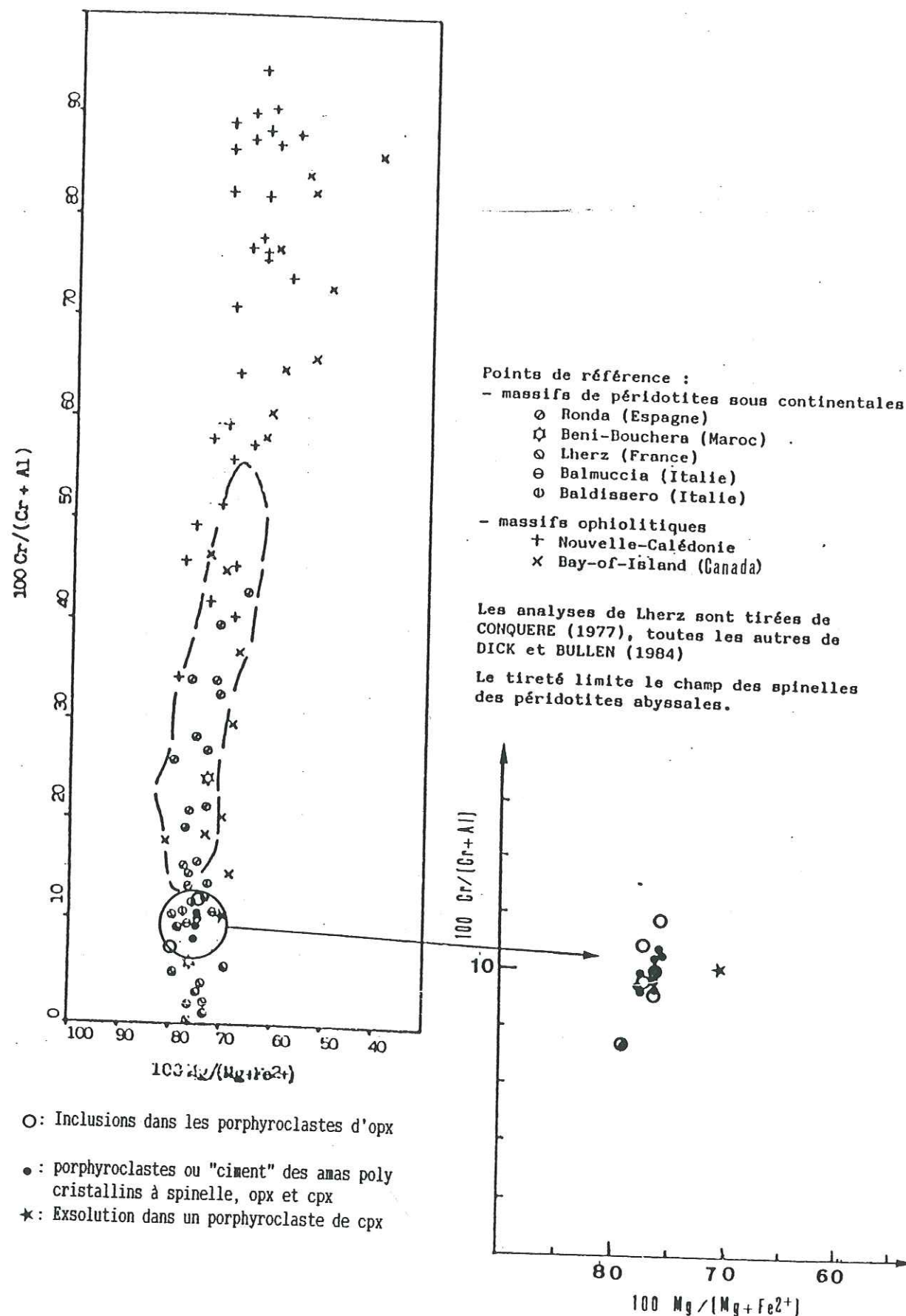


Fig. 76 - Variations des rapports $100 \text{ Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ et $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ des spinelles des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles et comparaison avec d'autres massifs de péridotites sous continentales et les péridotites ophiolitiques.

Les spinelles analysés ont des compositions très homogènes et riches en Al et Mg. Comparés aux spinelles des péridotites abyssales (draguées sur les rides médio-océaniques) ou des massifs mantelliques (fig. 76), les spinelles analysés tombent dans le champ des massifs sous-continentaux (Ronda, Beni Boussera, Lherz, etc ...). Leur rapport $100 \text{ Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) < 25$ les rapproche des xénolites de lherzolites à spinelle alumineux de CARSWELL [1980] dont cet auteur situe la zone d'origine entre la base de la croûte et 70 Km de profondeur et pour lesquelles il propose des températures de formation comprises entre 900 à 1150 °C (p. 45).

L'exsolution analysée a un rapport $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ supérieur.

Conclusion

Les spinelles du Bois des Feuilles se rapportent aux lherzolites à spinelle alumineux de CARSWELL [1980], qui viendraient de 60 Km de profondeur environ. Ils correspondent aussi aux massifs ultrabasiques sous-continentaux.

I-5 Conclusion

Les inclusions d'opx et de cpx dans les porphyroclastes de spinelle témoignent d'associations précoces à bronzites calciques et alumineuses et d'augites alumineuses. Les compositions actuelles de ces cristaux correspondent à des températures minimales comprises entre 900 et 1000 °C.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE
INCLUSIONS	Compositions très homogènes	* Dans les Cx de spinelle: bronzites calciques et alumineuses (→ 6 % d'Al ₂ O ₃) (900 °C)	* Dans les Cx de spinelles: augites et diopside alumineux (3 à 11 % de Jd et 6 à 8 % de CaTs) (900 - 1000 °C)	$100 \text{ Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) < 25$
PORPHYRO-CLASTES	de forstérite 89,5 à 90,5 %	* Bronzites alumineuses (3 à 6 % d'Al ₂ O ₃) (700 - 900 °C) Les compositions des porphyroclastes ont été modifiées par des exolutions de cpx pour les opx et d'opx pour les cpx	* Diopside alumineux (11 à 13,2 % de Jd et 6 à 10 % de CaTs) (700 - 900 °C)	---> Lherzolites à spinelle alumineux de CARSWELL [1980] situées entre la base de la croûte et 70 Km de profondeur et aux massifs sous-continentaux (900 - 1100 °C)
CRISTAUX DE RECUIT		* Enstatites (750 °C)	* Diopsides alumineux (8 à 11 % de Jd et 6,5 à 11,5 % de CaTs) (700 - 850 °C)	

TABLEAU n° 27 - Evolution chimique des différents types d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle des métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Les compositions anciennes des porphyroclastes d'opx et de cpx ont été respectivement modifiées par les exsolutions de cpx et d'opx. Toutefois les compositions actuelles correspondent à des bronzites alumineuses et des diopsides alumineux et des températures comprises entre 700 et 900°C. Les teneurs élevées en Jd des diopsides témoignent de hautes pressions.

Les cristaux de recuit sont des enstatites et des diopsides riches en CaTs, consécutifs à un rééquilibrage entre 700 et 800°C et H.P.

Les températures obtenues sont des conditions minimales. CARSWELL [1980] propose 1100 °C pour l'apparition de matériaux comparables.

II LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

II-1 Les olivines

Rappel des différents types

Les différents types d'olivine rencontrés dans les métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles (p. 62) sont :

* des porphyroclastes ;

* des cristaux de recuit constituant principal de la matrice.

Composition des cristaux porphyroclastiques

n = 9		
	X	σ
SiO ₂	41,01	0,27
Al ₂ O ₃	0,03	0,06
FeO	9,05	0,26
MgO	48,67	0,38
MnO	0,09	0,04
CaO	0,02	0,02
Na ₂ O	0,02	0,03
K ₂ O	0,01	0,01
TiO ₂	0,05	0,10
NiO	0,33	0,16
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03

TABLEAU n° 28 - Composition moyenne des porphyroclastes d'olivine analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Les olivines analysées sont des forstérites qui varient entre Fo₉₀ et Fo₉₁ et leurs compositions sont très homogènes. Le tableau n° 28 donne leur composition moyenne. La teneur en forstérite correspond à celles des olivines des xénolites de lherzolites à spinelle et grenat.

(*) type ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

II-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Les différents types d'opx rencontrés dans les métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles (p. 62) sont :

* des porphyroclastes à exsolutions de grenat ;

* des cristaux de recuit issus de la recristallisation partielle des précédents.

Compositions des porphyroclastes

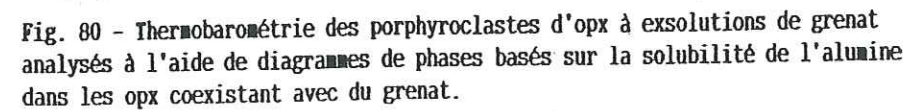
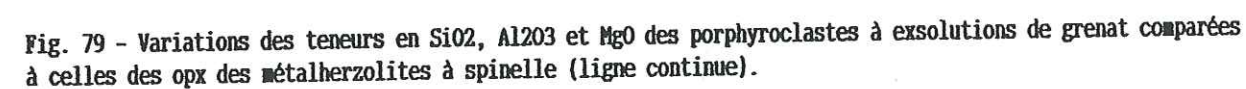
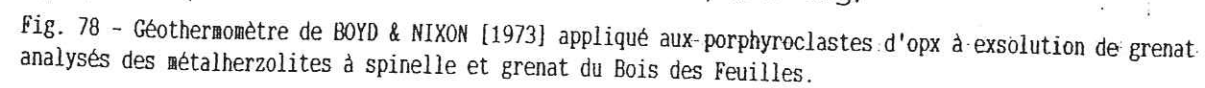
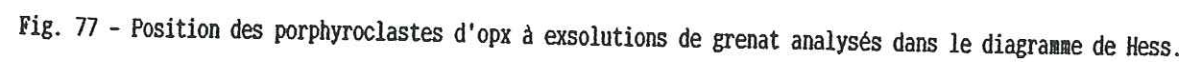
Les porphyroclastes d'opx analysés (TABLEAU n° 29) sont des enstatites qui varient entre En₉₀ et En₉₁ dans le diagramme de Hess (fig. 77) et contiennent 2 à 3 % d'Al₂O₃ et 0,4 à 0,5 % de Cr₂O₃.

TYPE	Porphyroclastes à exsolutions de grenat			
N° réf.	1	2	3	4
SiO ₂	56,07	55,85	55,77	56,42
Al ₂ O ₃	2,04	2,58	3,11	2,53
FeO	5,61	5,78	5,84	5,82
MgO	33,99	33,98	33,28	33,81
MnO	0,16	0,12	0,09	0,1
CaO	0,19	0,21	0,16	0,21
Na ₂ O	0,04	-	0,04	0,03
K ₂ O	0,01	-	0,02	0,01
TiO ₂	0,13	-	0,06	0,07
NiO	0,14	0,08	0,01	0,06
Cr ₂ O ₃	0,47	0,45	0,41	0,42
	98,85	99,05	98,79	99,48
Si	1,9519	1,9407	1,9408	1,9503
AlIV	0,048	0,0592	0,0592	0,0497
AlVI	0,0357	0,0464	0,0683	0,0533
Ti	0,0034	-	0,0015	0,0018
Cr	0,0129	0,0123	0,0112	0,0114
Fe ³⁺	0,0023	-	0,0108	0,0087
Fe ²⁺	0,1633	0,1679	0,1699	0,1682
Mn	0,0047	0,0035	0,0026	0,0029
Mg	1,7637	1,7599	1,7262	1,742
Ni	0,0039	0,0022	0,0002	0,0016
Ca	0,007	0,0078	0,0059	0,0077
Na	0,0026	-	0,0026	0,002
K	0,0004	-	0,0008	0,0004
	3,9998	3,9999	4	4
Fe total	0,1703	0,1714	0,1833	0,1798
Fm	8,8	8,87	9,59	9,35
Ur + Ac	0,3	-	0,34	0,24
Jd	-	-	-	-
MgTi	1,56	1,23	2,03	1,97
MgTs	2,63	4,06	4,41	3,23
Wo	0,35	0,39	0,29	0,38
En	86,7	85,71	84,16	85,51
Fs	8,44	8,59	8,73	8,64

TABLEAU n° 29 - Quelques analyses à la microsonde des porphyroclastes d'opx à exsolution de grenat des métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

Ils sont plus riches en En et plus alumineux que les opx des lherzolites à spinelle. La présence de grenat en exsolutions indique des pressions supérieures à 20 Kb. Le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973], basé sur le rapport 1000 Ca/(Ca + Mg) en fonction de T (fig. 78) indique des températures inférieures à 900°C.

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.



Les porphyroclastes à exsolutions de grenat sont moins alumineux que les opx des métalherzolites à spinelle qui pouvaient atteindre 6 % d'AL₂O₃. Cette différence (fig. 79) est probablement liée aux lamelles de grenat. La solubilité de l'alumine dans les opx coexistant avec du grenat dépend à la fois de T et de P (fig. 80). On peut seulement envisager un domaine d'existence entre deux isopliètes correspondant aux valeurs limites en alumine trouvées dans les opx analysés. Pour une température de l'ordre de 1000 °C P serait comprise entre 25 et 30 Kb (fig. 80 b, c et d).

II-3 les clinopyroxènes

Rappel des différents types

L'examen pétrographique a permis de déceler la présence de trois types de cpx dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles (p. 63):

- * des inclusions* dans les porphyroclastes d'olivine;
- * des porphyroclastes* à exsolutions de grenat;
- * des cristaux de recuit partiel des porphyroclastes de pyroxène

Composition des inclusions et des anciens cristaux

TYPE	Inclusion dans un porphy. d'olivine		Porphyroclastes à exsolu. de grenat	
N° réf.	8	9	1	2
SiO ₂	53,07	53,33	53,48	53,42
Al ₂ O ₃	4,99	4,61	3,18	4,05
FeO	1,87	1,84	2,01	2,57
MgO	15,3	16,03	16,49	19,2
MnO	0,14	0,06	0,12	0,1
CaO	21,47	21,5	23,05	18,25
Na ₂ O	1,57	1,46	0,68	0,65
K ₂ O	-	0,03	-	-
TiO ₂	0,41	0,47	0,25	0,36
NiO	0,11	0,06	0,01	0,13
Cr ₂ O ₃	0,51	0,58	0,86	0,74
	99,44	99,97	100,13	99,47
Si	1,9264	1,9252	1,9364	1,9243
Al ^{IV}	0,0736	0,0748	0,0635	0,0757
Al ^{VI}	0,1398	0,1213	0,0722	0,0962
Ti	0,0111	0,0127	0,0068	0,0097
Cr	0,0146	0,0165	0,0246	0,021
Fe ³⁺	-	-	-	0,0084
Fe ²⁺	0,0567	0,0555	0,0508	0,0774
Mn	0,0043	0,0018	0,0036	0,003
Mg	0,8278	0,8625	0,8899	1,0309
Ni	0,0032	0,0017	0,0002	0,0037
Ca	0,835	0,8315	0,8942	0,7843
Na	0,1105	0,1021	0,0477	0,0453
K	-	0,0013	-	-
	4,003	4,0069	3,9999	3,9999
Fe total	0,061	0,0573	0,0644	0,0888
Fm	6,86	6,22	6,74	7,93
Ur + Ac	1,45	1,63	2,45	2,95
Jd	9,55	8,62	2,3	1,59
MgTi	1,1	1,26	0,67	0,97
CaTs	4,74	4,16	4,94	6,87
Wo	38,68	38,56	41,88	31,5
En	41,41	42,9	44,49	52,04
Fs	3,03	2,84	3,21	4,04

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

TABLEAU n° 30 - Analyses sélectionnées d'une inclusion de cpx dans un cristal d'olivine et de porphyroclastes à exsolutions de grenat.
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

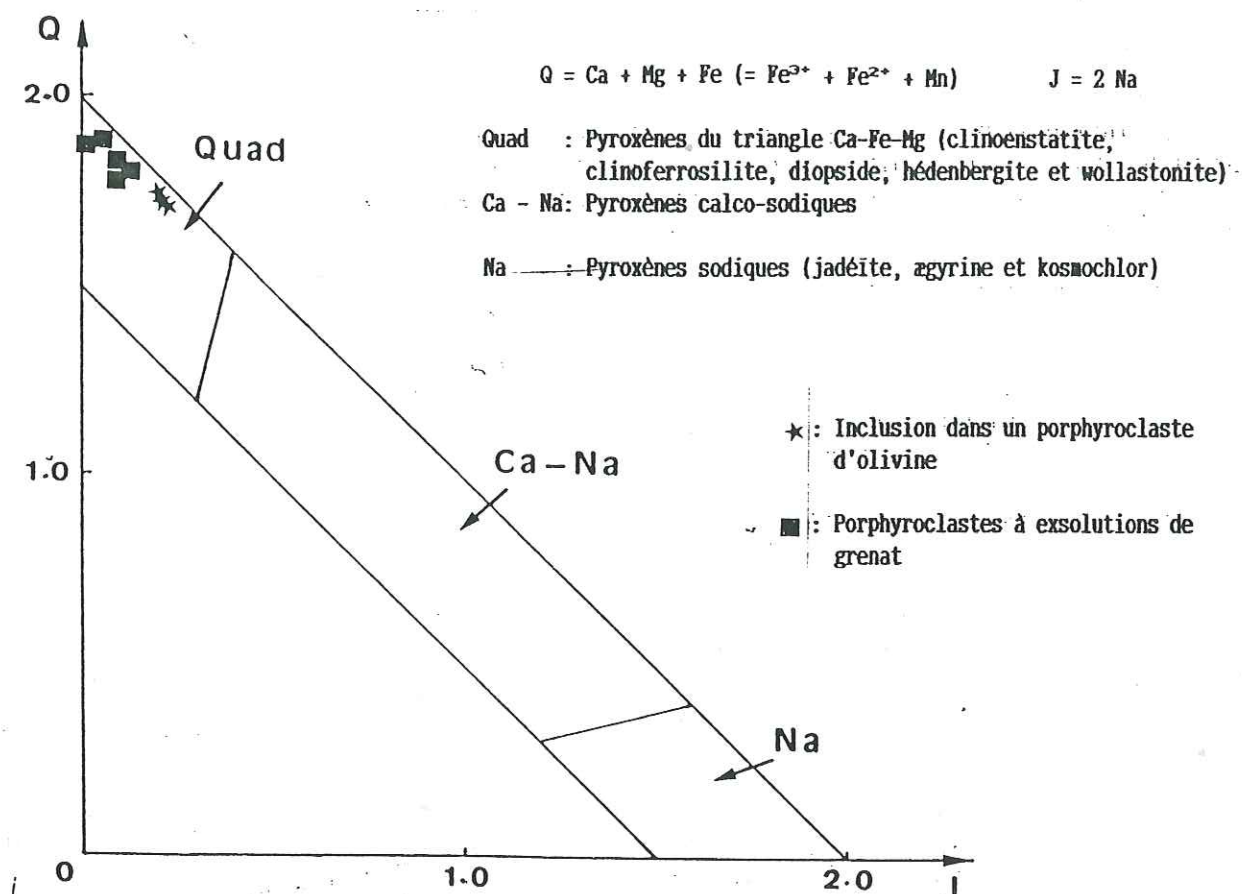
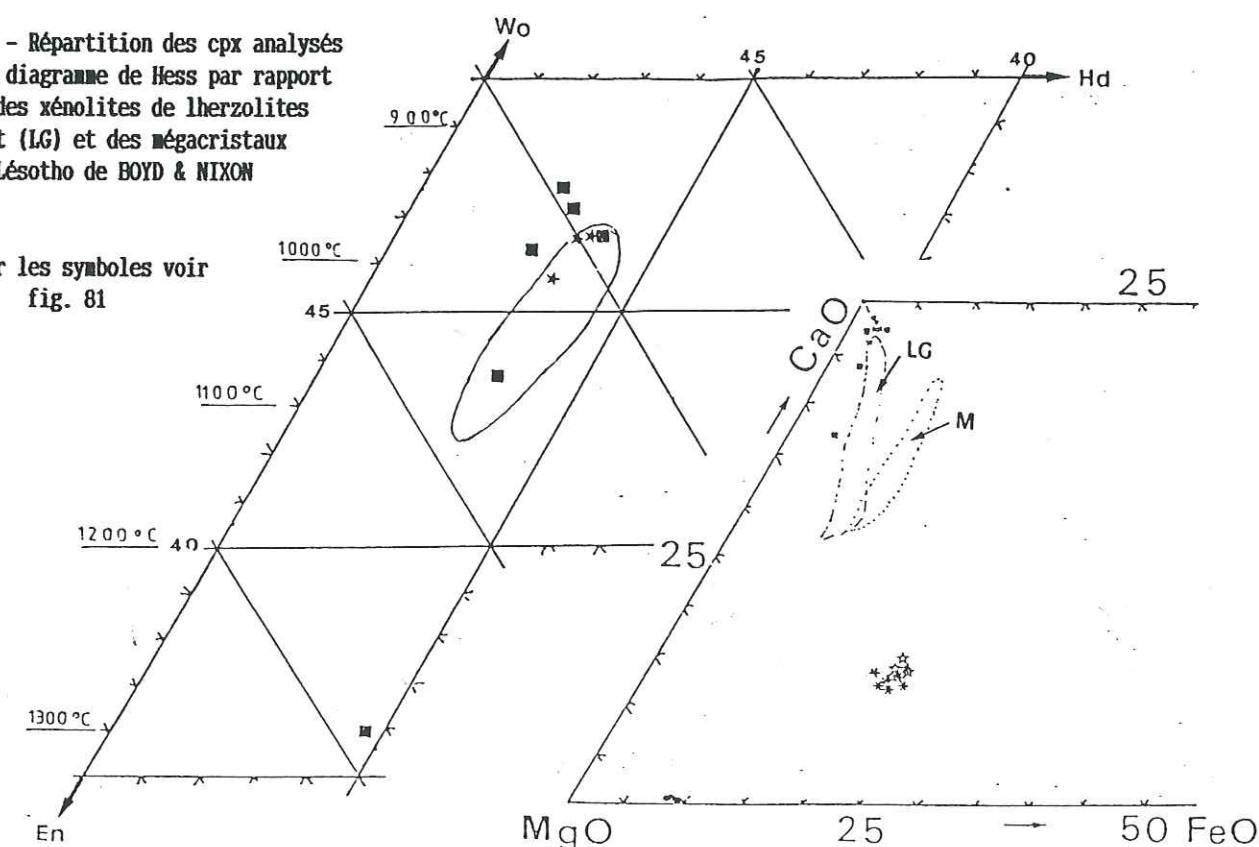


Fig. 81 - Positions des cpx analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme Q - J de MORIMOTO [1988].

Fig. 82 - Répartition des cpx analysés dans le diagramme de Hess par rapport à ceux des xénolites de lherzolites à grenat (LG) et des mégacristaux (M) du Lésoto de BOYD & NIXON [1973].

Pour les symboles voir fig. 81



Les deux types de cpx analysés (TABLEAU n° 30) - peu sodiques (fig. 81) - peuvent être représentés dans le diagramme de Hess (fig. 82).

L'inclusion de cpx dans un porphyroclaste d'olivine est un diopside qui contient entre 4,6 et 5,2 % d' Al_2O_3 et entre 0,4 et 0,6 % de Cr_2O_3 . Les teneurs en Jd et en CaTs varient respectivement entre 8,6 et 9,6 % et entre 4,1 et 5,4 %.

Les porphyroclastes à exsolutions de grenat sont aussi des diopsides à l'exception de deux augites très magnésiennes (fig. 82). Ces cpx sont moins alumineux (2,4 à 4,2 % d' Al_2O_3) et plus chromifères (0,7 à 1 % de Cr_2O_3) que les inclusions précédentes. Ce déficit en alumine est souligné par des teneurs très faibles en Jd (<3 %) et en CaTs (0,9 à 6,9 %).

Les variations en alumine

Les deux types de cpx analysés sont moins alumineux que les cpx des lherzolites à spinelle (fig. 83 et 84). De plus les porphyroclastes sont nettement moins jadéitiques que l'inclusion. Du fait de ce déficit en Jd, l'utilisation du modèle de GASPARIK [1984] (fig. 87) est plus acceptable. Si l'on considère $X_{\text{CaTs}} = \text{Al}/2$ ainsi que le suggère cet auteur, les analyses des porphyroclastes se répartissent sur une courbe entre 850°C - 20 Kb et 1400°C et P>30 Kb. La position de l'inclusion est plus discutable en raison des teneurs élevées en Jd, probablement héritées d'anciens assemblages. Les basses teneurs des porphyroclastes reflètent des conditions génétiques sans doute différentes, soulignées par l'expression du grenat.

Pour les symboles voir fig. 81

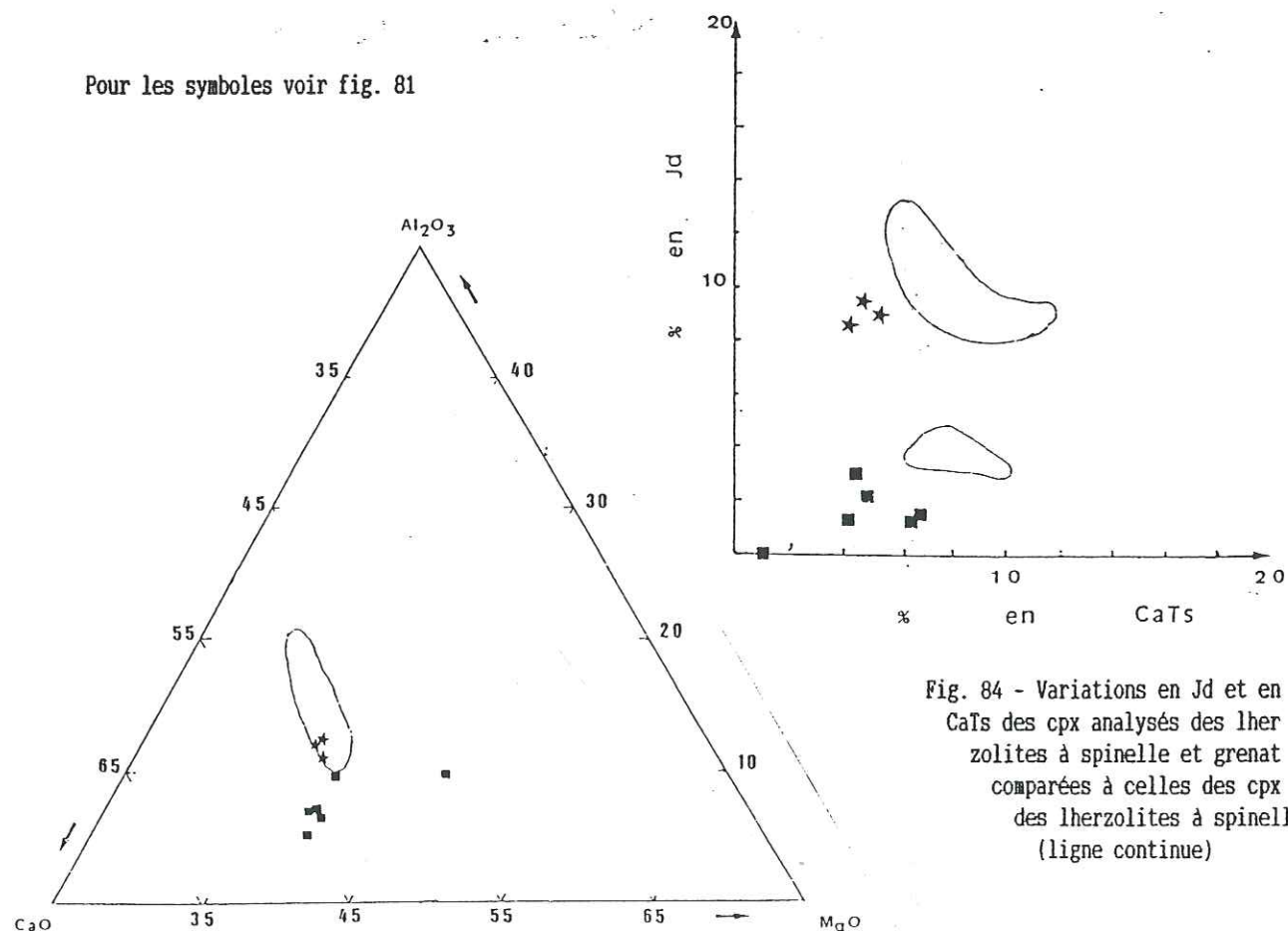


Fig. 83 - Variations en MgO , CaO et Al_2O_3 des cpx des lherzolites à spinelle et grenat comparées à celles des cpx des lherzolites à spinelle

Fig. 84 - Variations en Jd et en CaTs des cpx analysés des lherzolites à spinelle et grenat comparées à celles des cpx des lherzolites à spinelle (ligne continue)

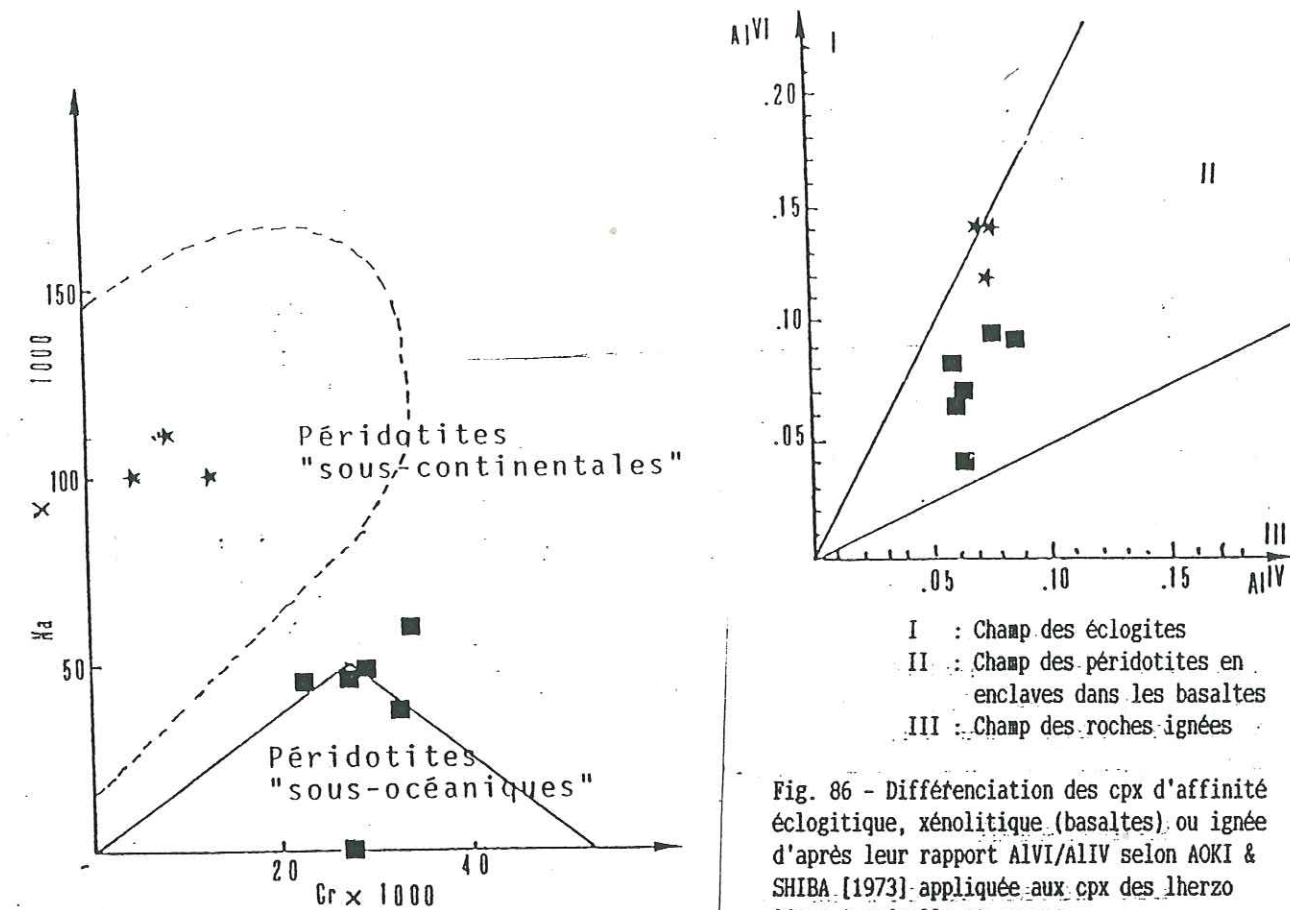
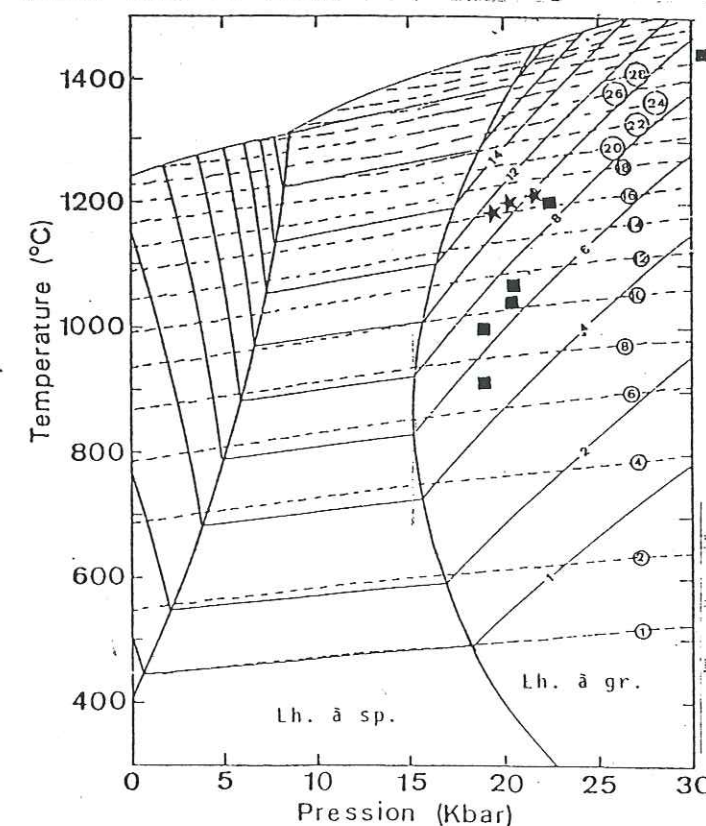


Fig. 85 - Différenciation des cpx des péridotites "sous-continentales" et des péridotites "sous-océaniques" d'après leur rapport Na/Cr selon KORNPROBST et al. [1981], appliquée aux cpx analysés ici.

Fig. 86 - Différenciation des cpx d'affinité éclogitique, xénolitique (basaltes) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx des lherzolites à spinelle et grenat.



1 : $X_{\text{CaTs}} = \text{Al} / 2$
① : $X_{\text{En}} = 1 - \text{Ca}$ } Pour les cpx dans le système CMAS

Fig. 87 - Thermobaromètre de GASPARIK [1983] basé sur les variations des teneurs en CaTs et en En des cpx coexistant avec une phase alumineuse dans le système CMAS appliqué aux cpx des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Les variations en MgO

La plupart des analyses correspondent à des diopsides et des températures comprises entre 900 et 1000 °C. Toutefois les compositions les plus magnésiennes témoignent de températures plus élevées allant jusqu'à 1300°C (fig. 82), rejoignant ainsi les augites des xénolites de lherzolites à grenat et des mégacrists du Lésoto de BOYD & NIXON [1973]. Ces estimations sont en accord avec celles faites avec le modèle de GASPARIK. Ces teneurs élevées en MgO correspondent aux termes les plus alumineux (>4 % d'Al₂O₃) et seraient de ce fait proches des caractéristiques chimiques des porphyroclastes lors de leur expression à T > 1300°C et P > 30 Kb. Les lamelles de grenat se seraient alors exprimées au cours de cette cristallisation, au cours du refroidissement ou bien à la suite d'un rééquilibrage intervenu entre ces conditions extrêmes et 900°C-20Kb.

Affinité géostructurale

Les rapports Al^{VI}/Al^{IV} des cpx analysés correspondent au champs des nodules de péridotite dans les basaltes selon AOKI & SHIBA [1973] (fig. 86). Le rapport Na/Cr (fig. 85) est plus ambigu: les inclusions tombent dans le champ des péridotites "sous-continentales" alors que les porphyroclastes se rapprochent des péridotites "sous océaniques".

Conclusion

Les métaherzolites à spinelle et grenat se distinguent des autres ultrabasites (lherzolites à spinelle et pages suivantes) par des porphyroclastes de cpx beaucoup plus pauvres en Jd (< 4 %) alors que le taux normal est supérieur à 8 %. Il faut noter aussi qu'il s'agit de cristaux offrant des lamelles d'exsolution de grenat. De plus l'autre type de cpx analysé, une inclusion sans exsolution dans un cristal d'olivine, montre des teneurs en Jd analogues à celles des autres cas. Toutefois les compositions de ces deux types indiquent des conditions PT identiques aux autres roches (900 à 1000°C - 20 Kb). Certaines teneurs extrêmes en composants magnésiens témoignent de T > 1300°C et P > 30 Kb. Ces conditions sont bien plus élevées que celles généralement admises pour les faciès à spinelle (900 - 1100 °C et P < 20 Kb). Ces estimations sont en contradiction avec l'hypothèse d'une ancienne lherzolite à spinelle entraînée dans des conditions plus sévères par un mécanisme subductif. De ce fait il est probable que le grenat soit contemporain des premières phases ou du refroidissement.

Enfin les cpx analysés sont proches chimiquement de ceux que l'on rencontre dans les xénolites ultrabasiques des basaltes et des kimberlites.

II-4 Les grenats

Rappel des différents types

Les types de grenat rencontrés (p. 63) sont:

* de rares et très fines inclusions dans les porphyroclastes d'olivine;

* des coronites* autour des cristaux de spinelle;

* des exsolutions* dans les cristaux d'opx et de cpx.

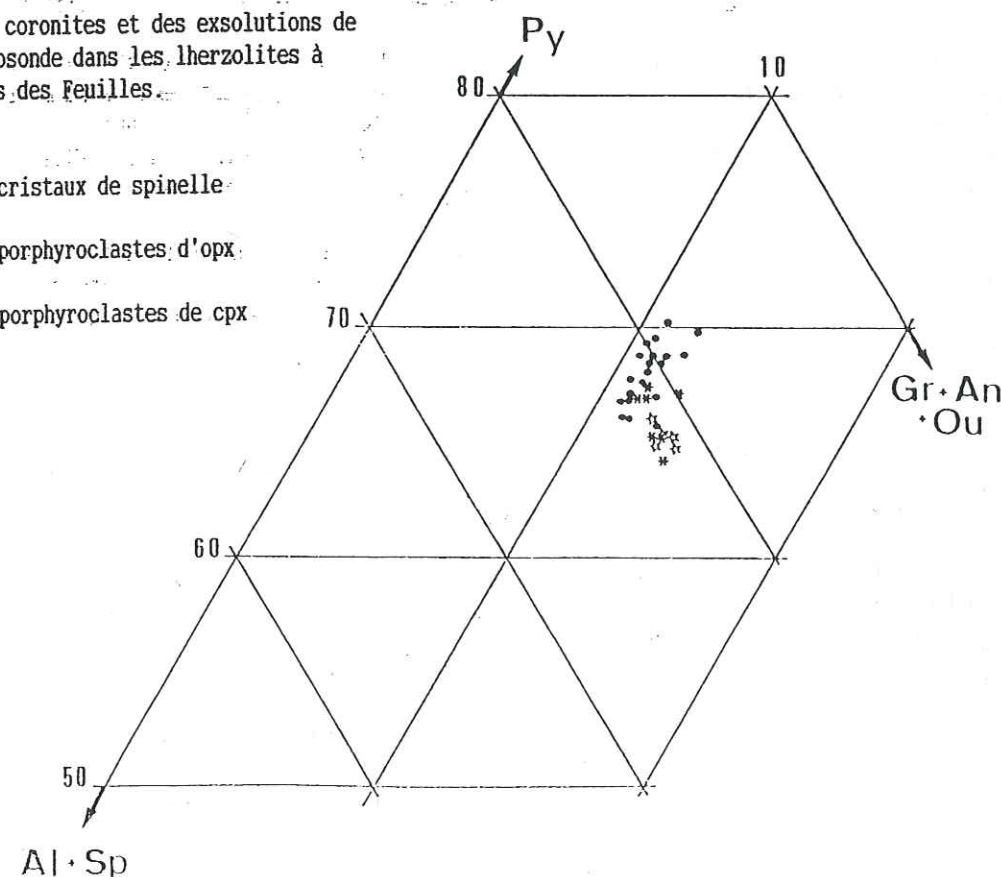
* Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

TYPE	Exsolutions dans les porphyroclastes				Coronite autour	
	d'opx		de cpx		des spinelles	
N° réf.	9	28	21	24	15	17
SiO2	41,63	42,2	42,19	42,16	42,52	42,09
Al2O3	23,19	23,75	23,66	23,28	23,61	23,65
FeO	10,09	9,86	10,01	9,85	8,67	10,51
Fe2O3	-	-	-	-	-	-
MgO	17,95	18,46	18,34	18,04	19,25	18,04
MnO	0,62	0,67	0,63	0,7	0,35	0,53
CaO	4,84	4,45	4,8	5,15	4,34	4,36
Na2O	-	-	-	-	0,01	0,03
K2O	-	-	-	-	-	0,01
TiO2	0,08	-	0,19	0,11	0,07	0,07
NiO	0,08	-	-	-	-	-
Cr2O3	1,28	0,84	1,02	1,54	1,04	0,97
	99,76	100,23	100,84	100,83	99,86	100,26
Si	5,9876	6,0114	5,9883	5,9976	6,0377	6,0099
Al ^{IV}	0,0124	-	0,0117	0,0023	-	-
Al ^{VI}	3,9186	3,9873	3,9462	3,9009	3,9512	3,98
Ti	0,0086	-	0,0202	0,0117	0,0074	0,0075
Cr	0,1455	0,0946	0,1144	0,1732	0,1167	0,1095
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1,2136	1,1746	1,1882	1,1718	1,0295	1,255
Mn	0,0755	0,0808	0,0757	0,0842	0,042	0,0641
Mg	3,8481	3,9195	3,88	3,8252	4,0742	3,8394
Ni	0,0092	-	-	-	-	-
Ca	0,7458	0,6791	0,7299	0,7849	0,6602	0,667
Na	-	-	-	-	0,0027	0,0083
K	-	-	-	-	-	0,0018
	15,9649	15,9473	15,9546	5,9518	15,9216	15,9425
Fe total	1,2136	1,1746	1,1882	1,1718	1,0295	1,255
Fm	23,97	23,05	23,44	23,45	20,17	24,63
Py	65,42	66,96	66,06	65,21	70,18	65,91
Alm	20,63	20,07	20,23	19,98	17,74	21,55
Sp	1,29	1,39	1,29	1,44	0,73	1,11
Gr	8,91	9,29	9,14	8,86	8,33	8,6
An	0,22	-	0,5	0,29	0,19	0,19
Ou	3,57	2,32	2,8	4,24	2,87	2,68

TABLEAU n° 31 - Analyses sélectionnées d'exsolutions de grenat dans les porphyroclastes d'opx et de cpx et de coronites autour des cristaux de spinelle [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

Fig. 88 - Composition des coronites et des exsolutions de grenat analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

- : Coronites autour des cristaux de spinelle
- * : Exsolutions dans les porphyroclastes d'opx
- ☆ : Exsolutions dans les porphyroclastes de cpx



Compositions des différents types analysés

Les coronites de grenat analysées autour des cristaux de spinelle contiennent 65,7 à 70,2 % de Py, 16,8 à 21,6 % d'Alm et 7,9 à 9,6 % de Gr. Les variations en constituants calciques sont faibles. Par contre les variations en Py et en Alm sont très nettes (fig. 88). Des diffusions différentielles du Cr, Al, Mg et du Fe^{2+} lors de la blastèse du grenat autour du spinelle peuvent expliquer ces variations ainsi que le proposent OBATA & MORTEN [1987].

Les exsolutions dans les opx contiennent 64,2 à 67,5 % de Py, 19,7 à 21,4 % d'Alm et 8 à 9,9 % de Gr. Les variations en constituants calciques sont plus sensibles que pour les coronites (fig. 88) à cause probablement de l'influence du pyroxène.

Les exsolutions dans les cpx sont moins magnésiennes avec 64,7 à 66,1 % de Py, 19,9 à 20,6 % d'Alm et 8,4 à 10,7 % de Gr. La différence de composition du cpx par rapport à celle de l'opx se fait sentir au niveau du Py et aussi des constituants calciques qui ont tendance à occuper une part légèrement plus grande.

II-5 Les spinelles

Rappel des différents types

Les spinelles observés sont essentiellement des cristaux enrobés de coronites de grenat.

Les compositions

Les cristaux de spinelle à coronites de grenat ont un rapport 100 Cr/(Cr + Al) compris entre 10 et 50 % et un rapport 100 Mg/(Mg + Fe^{2+}) qui varie entre 60 et 75 %. Les plus alumineux et magnésiens sont proches du champ des lherzolites à spinelle. Ceux qui ont un rapport 100 Cr/(Cr + Al) entre 25 et 50 s'écartent légèrement du champ des spinelles des massifs "sous-continentaux".

D'après CARSWELL [1980] pour 100 Cr/(Cr + Al) > 25 les deux phases alumineuses peuvent être considérées en équilibre (p. 45). Au delà de cette limite le spinelle est une magnésiochromite et le rapport 100 Cr/(Cr + Al) varie en raison de diffusions différentielles de l'Al et du Mg vers le grenat.

Ici les analyses ont été effectuées en divers points de quelques cristaux de spinelle. Il faut donc probablement envisager des compositions différentes pour les zones périphériques proches du grenat et pour les zones centrales.

II-6 Conclusion

Les porphyroclastes sont des olivines riches en forstérite, des enstatites et des cpx. Ces derniers semblent avoir cristallisé à $T > 1300^{\circ}C$ et $P > 30$ Kb sous forme d'augites alumineuses et se sont équilibrés sous forme de diopsides entre 900 et 1000 $^{\circ}C$ pour 20 Kb environ.

Les exsolutions de grenat dans les pyroxènes et les coronites de grenat autour des spinelles ont du s'exprimer au moment de la formation des porphyroclastes d'opx et de cpx juste après les cristaux de spinelle ou au cours du refroidissement.

TYPE	Porphyroclastes enrobés d'une coronite de grenat			
N° réf.	1	5	8	15
SiO ₂	—	0,01	—	0,01
Al ₂ O ₃	56,85	49,32	44,2	29,54
FeO	11,45	12,81	14,48	16,87
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—
MgO	18,69	16,65	15,49	12,83
MnO	0,04	0,21	0,14	0,18
CaO	0,03	—	0,02	0,03
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	0,03	0,01	—	—
TiO ₂	0,05	0,04	0,13	0,16
NiO	0,31	0,1	0,1	0,01
Cr ₂ O ₃	12,26	20,73	26,15	39,48
	99,71	99,88	100,71	99,11
Si	—	0,0021	—	0,0024
Al	14,0939	12,5978	11,515	8,3936
Ti	0,0078	0,0065	0,0216	0,029
Cr	2,0288	3,5521	4,5701	7,5255
Fe ³⁺	—	—	—	0,0537
Fe ²⁺	2,0042	2,3217	2,6767	3,3475
Mn	0,007	0,0385	0,0262	0,0367
Mg	5,8307	5,3785	5,1035	4,6104
Ni	0,0521	0,0174	0,0177	0,0019
Ca	0,0067	—	0,0047	0,0077
Na	—	—	—	—
K	0,008	0,0027	—	—
	23,9692	23,9173	23,9355	24,0084
Fe total	2,0042	2,3217	2,6767	3,4012
Fm	25,58	30,15	34,4	42,45
Spin. Fe.	25,55	30	34,28	41,87
Spin. Mg.	74,35	69,5	65,37	57,66
Galaxite	0,1	0,5	0,3	0,47
Ulvospin.	0,04	0,04	0,13	0,51
Spin. Al.	87,31	77,97	71,49	52,45
Chro. s.l	12,65	21,99	28,38	47,04
Mg*	74,41	69,84	65,59	57,93
Cr*	12,63	21,99	28,41	47,27

TABLEAU n° 32 - Analyses sélectionnées de cristaux de spinelle effectuées à la microsonde. [Pour les calculs voir ANNEXE n° 21]

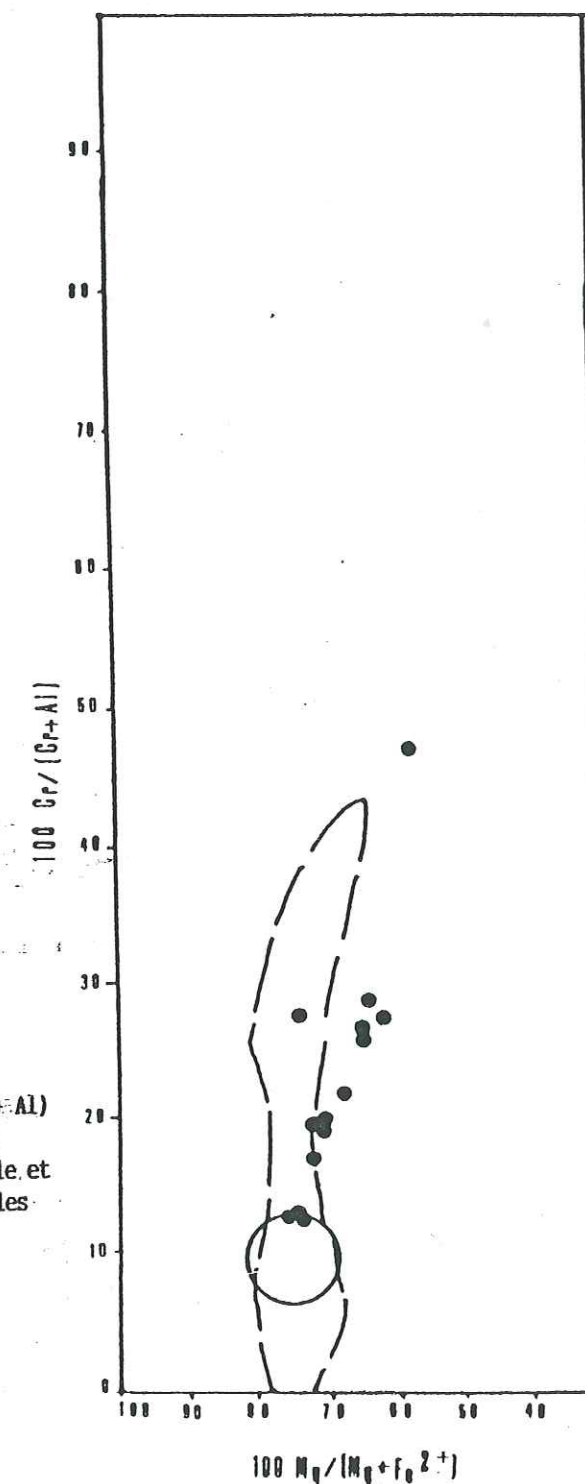


Fig. 89 - Comparaison des variations des rapports 100 Cr/(Cr + Al) et 100 Mg/(Mg + Fe^{2+}) des cristaux de spinelle à coronites de grenat analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat avec ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles (cercle) et des massifs "sous-continentaux" (tiretés).

Les porphyroclastes de cpx à exsolutions de grenat offrent des teneurs très faibles en Jd par rapport aux autres ultrabasites étudiées à l'exception de l'inclusion de diopside dans un cristal d'olivine qui montre une évolution conforme à celle des porphyroclastes de cpx des autres matériaux. Mais ils indiquent les mêmes conditions d'équilibre.

Les compositions des opx semblent avoir été plus sensibles aux derniers rééquilibrages car elles indiquent des températures inférieures à 900°C.

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	GRENAT	SPINELLE
INCLUSIONS			* Dans les Cx. d'olivine diopsides avec 8,6 à 9,6 % de Jd et 4,1 à 5,6 % de CaTs 900 - 1000 °C et 20 Kb		
PORPHYROCLASTES	90 à 91 % de forstérite	* Enstatites 2 à 3 % d'Al ₂ O ₃ T < 950°C	* Diopsides avec Jd < 3 % et 0,9 à 6,9 % de CaTs * Augites avec Al ₂ O ₃ 4% 900 à T > 1300 °C 20 à P > 30 Kb		12,4 % 100 Cr/(Cr + Al) < 47
CORONITES				* Autour des cristaux de spinelle avec 65,7 à 70,2 % de Py, 16,8 à 21,6 % d'Alm et 7,9 à 9,6 % de Gr	
EXSOLUTIONS		* De grenat dans opx : 64,2 à 67,5 % de Py, 19,7 à 21,4 % d'Alm et 8 à 9,9 % de Gr * dans les cpx : 64,7 à 66,1 % de Py, 19,9 à 20,6 % d'Alm et 8,4 à 10,7 % de Gr			

TABLEAU n° 33 - Caractéristiques chimiques des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

III LES DUNITES A GRENAT ET SPINELLE

III-1 Les olivines

Rappel des différents types

Dans les métadunites à grenat et spinelle du Bois des Feuilles, trois types d'olivine ont été observés :

* des inclusions dans les porphyroclastes poecilitiques de grenat, enrobées d'opx lorsqu'elles sont en contact avec de la kelyphite;

* des porphyroclastes;

* des cristaux de recuit qui constituent la matrice.

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

TYPE	Inclusions dans les porphyroclastes poecilitiques de grenat				Porphyroclastes	
N° réf.	4	14	18	19	16	17
SiO ₂	40,54	40,45	41,4	41,26	41,11	41,42
Al ₂ O ₃	-	0,03	-	0,02	-	-
FeO	8,92	11,52	6,83	6,71	9,73	9,88
MgO	49,07	46,89	50,91	50,75	48,21	48,68
MnO	0,08	0,41	0,08	0,07	0,11	0,06
CaO	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	-	-	-	0,02	0,03	-
K ₂ O	-	0,04	0,04	-	-	0,02
TiO ₂	0,04	0,01	-	0,06	-	-
NiO	0,43	0,2	0,42	0,36	0,33	0,31
Cr ₂ O ₃	0,09	-	0,01	0,03	-	-
	99,2	99,58	99,7	99,31	99,53	100,38
Si	0,9991	1,0046	1,0045	1,0042	1,0112	1,0103
Al	-	0,0008	-	0,0005	-	-
Ti	0,0007	0,0001	-	0,0010	-	-
Cr	0,0017	-	0,0001	0,0005	-	-
Fe ²⁺	0,1838	0,2392	0,1385	0,1365	0,2001	0,2015
Mn	0,0016	0,0006	0,0016	0,0014	0,0022	0,0012
Mg	1,8026	1,7357	1,8412	1,8411	1,7675	1,7698
Ni	0,0085	0,0039	0,0081	0,0070	0,0065	0,0060
Ca	0,0007	0,0007	0,0200	0,0007	0,0002	0,0002
Na	-	-	-	0,0009	0,0014	-
K	-	0,0012	0,0012	-	-	0,0006
	2,9987	2,9948	2,9954	2,9938	2,9891	2,9896
Fo	90,74	87,88	93	93,08	89,83	89,76
Fa	9,26	12,12	7	6,91	10,17	10,23

TABLEAU n° 34 - Formules structurales sélectionnées d'inclusions d'olivine dans les grandes plages poecilitiques de grenat et de porphyroclastes d'olivine des métadunites à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.

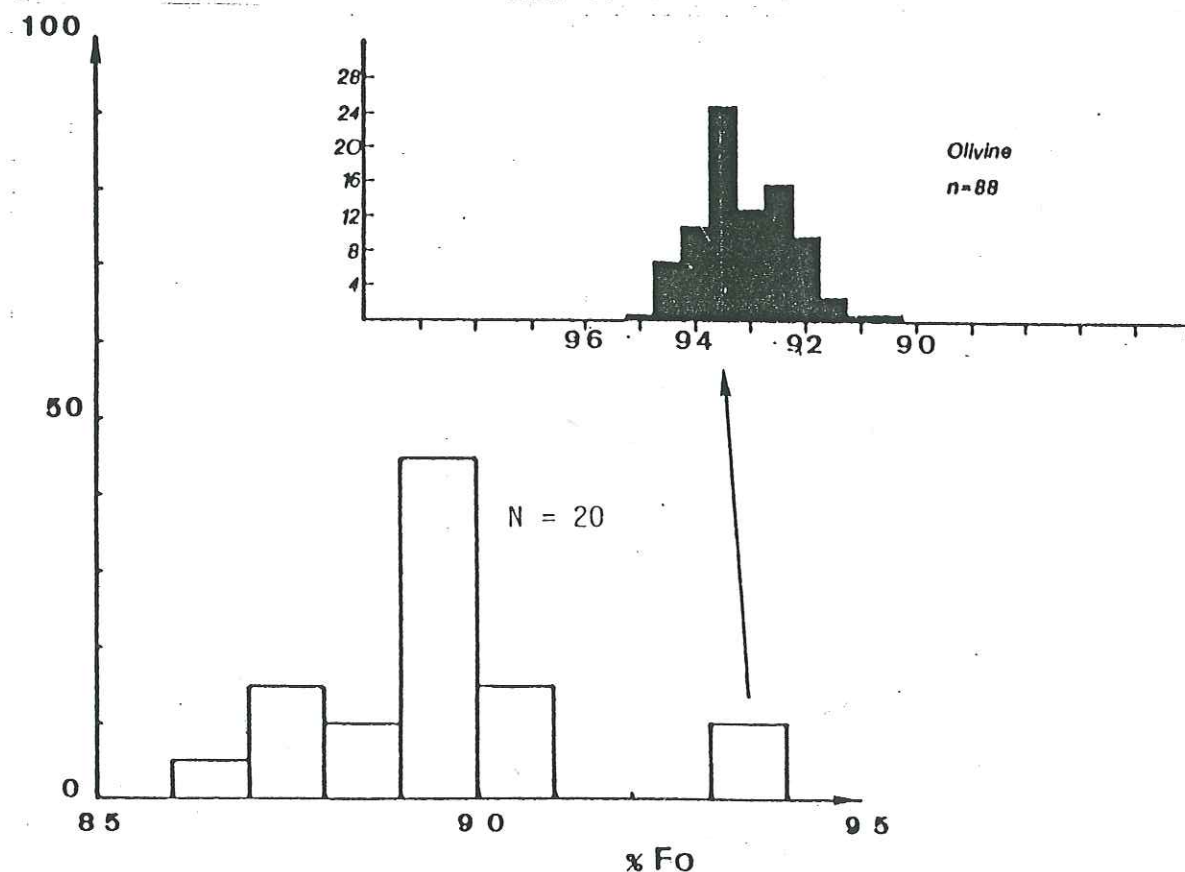


Fig. 90 - Pourcentage de forstérite contenu dans les deux types d'olivine analysés dans les métadunites à grenat et spinelle du Bois des Feuilles comparé avec celui des inclusions d'olivine rencontrées dans les diamants par MEYER [1982].

Compositions des différents types analysés

Les cristaux d'olivine analysés dans les métadunités à grenat et spinelle contiennent entre 86 et 94 % de forstérite (fig. 90) alors que ces teneurs variaient seulement entre 89 et 91 % dans ceux des lherzolites.

Cette disparité est liée aux inclusions d'olivine dans les grandes plages de grenat qui caractérisent ces dunités. A elles seules elles déterminent la dispersion de composition entre For_{86} et For_{94} . Dans le détail il faut distinguer les cristaux en inclusion en contact avec de la kelyphite, enrobés alors d'opx et ceux qui sont dépourvus de kelyphite. Les compositions des premiers varient entre 86 et 91 % de forstérite avec deux pics: l'un entre 87 et 88 et l'autre le plus important entre 89 et 90. Les cristaux qui ne sont pas en contact avec de la kelyphite - inclus dans les plages de grenat les plus riches en pyrope (72 %) - correspondent au pic entre 93 et 94 % (fig. 90). Les teneurs en forstérite rapprochent ces dernières olivines de celles que l'on trouve en inclusions dans les diamants naturels [MEYER, 1982].

Les porphyroclastes offrent des valeurs plus conformes à celles des olivines des lherzolites entre $For_{89.7}$ et $For_{89.8}$.

Les causes possibles de la disparité de compositions des inclusions sont les suivantes:

1° Les porphyroclastes de grenat riche en pyrope et leurs inclusions d'olivine riche en forstérite se sont formés à H.P. et H.T. dans une zone profonde du manteau. Les olivines à For_{91} et les grenats hypermagnésiens caractérisent des xénolites à gros cristaux dans les kimberlites (p. 46 et 47). Selon SOBOLEV [1975] il existerait des dunités à grenat et spinelle à grande profondeur.

2° Du fait que la majorité des teneurs en forstérite offertes par ces cristaux sont "normales" - entre 89 et 91 % - ne faudrait-il pas envisager plus simplement des diffusions de Mg entre le grenat et les inclusions d'olivine sous certaines conditions PT ?

3° Cela caractérise des matériaux hypermagnésiens; nous avons à faire ici à des dunités.

4° Une hybridation tectonique entre les pyroxénolites à grenat associées et les dunités entraîne le mélange de grenat et d'olivine d'origines et de significations différentes.

Enfin, au cours d'événements tardifs une réaction $Ol_{Mg} + K \rightarrow OPX_{Mg}$ suivie d'une diffusion du Mg entre l'olivine et la coronite d'opx peut expliquer les teneurs en forstérite inférieures à 89 %.

Conclusion

Les olivines des métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles offrent une palette de compositions très variée entre 86 et 94 % de forstérite. Ceci peut traduire des phénomènes très différents, des origines distinctes ainsi que des phénomènes réactionnels tardifs. Les fortes concentrations en forstérite pourraient refléter une origine profonde du matériau ou des déséquilibres locaux du Mg entre grenat et olivine.

III-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Les orthopyroxènes sont très rares et se présentent:

* en cristaux de recuit - souvent associés à l'olivine - inclus dans les porphyroclastes poecililitiques de grenat;

* en "coronites" situées entre les inclusions d'olivine et la kelyphite qui se développe au contact entre le grenat et l'olivine.

Compositions des différents types

TYPE	Coronite entre kelyphite et olivine		Cristaux de recuit en inclu. dans gr.	
N° réf.	1	7	14	25
SiO ₂	56,69	55,21	55,53	56,36
Al ₂ O ₃	1,29	2,94	1,91	1,77
FeO	6,04	7,13	6,44	8,27
MgO	34,70	32,74	33,95	33,31
MnO	0,10	0,22	-	0,37
CaO	0,23	0,35	0,30	0,17
Na ₂ O	-	0,01	-	-
K ₂ O	0,02	0,04	-	0,02
TiO ₂	0,02	0,12	0,01	0,03
NiO	0,04	0,24	0,08	0,04
Cr ₂ O ₃	0,06	0,09	0,27	0,02
	99,19	99,09	98,58	100,36
Si	1,9671	1,9320	1,9452	1,9544
Al ^{IV}	0,0328	0,0679	0,0548	0,0456
Al ^{VI}	0,0199	0,0533	0,0240	0,0267
Ti	0,0005	0,0031	0,0026	0,0007
Cr	0,0016	0,0024	0,0074	0,0005
Fe ³⁺	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,1752	0,2086	0,1886	0,2398
Mn	0,0029	0,0065	-	0,0108
Mg	1,7947	1,7077	1,7726	1,7216
Ni	0,0011	0,0067	0,0022	0,0011
Ca	0,0085	0,0131	0,0112	0,0063
Na	-	0,0006	-	-
K	0,0008	0,0017	-	0,0008
	4,0051	4,0036	4,0086	4,0083
Fe Total	0,1781	0,2151	0,1886	0,2506
Fm	9,02	11,18	9,61	12,70
Ur + Ac	0,07	0,22	-	0,04
Jd	-	-	-	0,02
MgTi	0,12	0,31	0,99	0,06
MgTs	2,49	5,71	2,91	3,49
Wo	0,42	0,65	0,55	0,31
En	88,01	82,36	86,16	83,61
Fs	8,85	10,71	9,36	12,42

TABLEAU n° 35 - Formules structurales sélectionnées des deux types d'opx associés aux porphyroclastes poecililitiques de grenat des métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

(*) Types ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

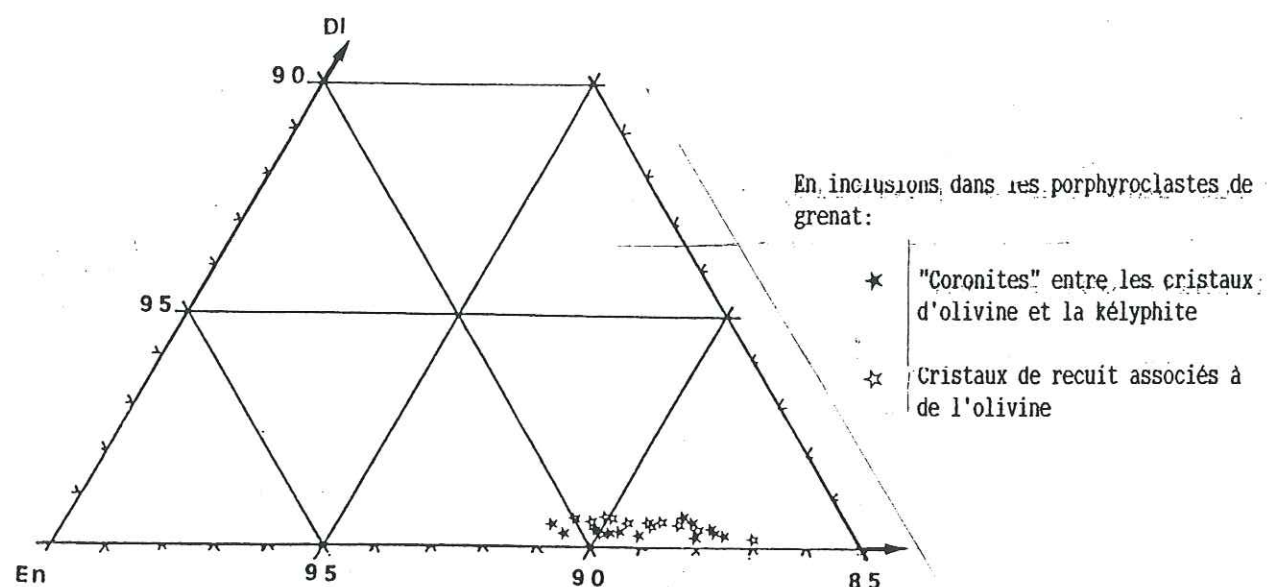


Fig. 91 - Position des deux types d'opx analysés dans les porphyroclastes de grenat dans le diagramme de Hess.

Les cristaux de recuit en inclusions dans les cristaux de grenat se répartissent dans le domaine des bronzites du diagramme de Hess (fig. 91). Ils contiennent entre 1 et 2% d' Al_2O_3 et moins de 0,5 % de CaO. Leurs rapports $1000 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ impliquent des températures inférieures ou égales à 1050 °C selon le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973].

Les coronites présentent des caractéristiques identiques. Les températures obtenues avec le modèle de BOYD & NIXON [1973] sont inférieures ou égales à 1000°C (fig. 92).

Conclusion

Les deux types d'opx analysés ont des compositions très voisines et attestent de températures inférieures à 1050°C selon le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973].

III-3 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les seuls cristaux de cpx ont été rencontrés en inclusions dans les porphyroclastes de grenat. L'un d'eux, jointif à un cristal d'olivine partiellement inséré dans un cristal de grenat, a été analysé.

Composition

TYPE	Cristaux jointifs entre un cristal d'olivine et un cristal de grenat	
N° réf.	1	2
SiO ₂	52,62	53,36
Al ₂ O ₃	4,31	3,48
FeO	1,94	3,12
MgO	15,59	15,61
MnO	1,83	0,06
CaO	21,42	21,39
Na ₂ O	1,79	1,29
K ₂ O	0,28	-
TiO ₂	0,42	0,39
NiO	0,03	-
Cr ₂ O ₃	0,82	0,89
	101,05	99,59
Si	1,9846	1,9449
Al ^{IV}	0,0952	0,0550
Al ^{VI}	0,0885	0,0943
Ti	0,0114	0,0106
Cr	0,0234	0,0256
Fe ³⁺	-	-
Fe ²⁺	0,0587	0,0951
Mn	0,0561	0,0018
Mg	0,8411	0,8480
Ni	0,0008	-
Ca	0,8307	0,8353
Na	0,1256	0,0911
K	0,0129	-
	4,0490	4,0017
Fe Total	0,1148	0,0969
Fm	12	10,25
Ur + Ac	2,22	2,55
Jd	10,96	6,53
MgTi	1,08	1,05
CaTs	2,18	3,12
Wo	37,94	39,58
En	40,11	42,3
Fs	5,46	4,83

TABLEAU n° 36 - Deux analyses effectuées à la microsonde sur un cristal de cpx en inclusion dans un porphyroclaste de grenat et jointif à une inclusion d'olivine.

[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

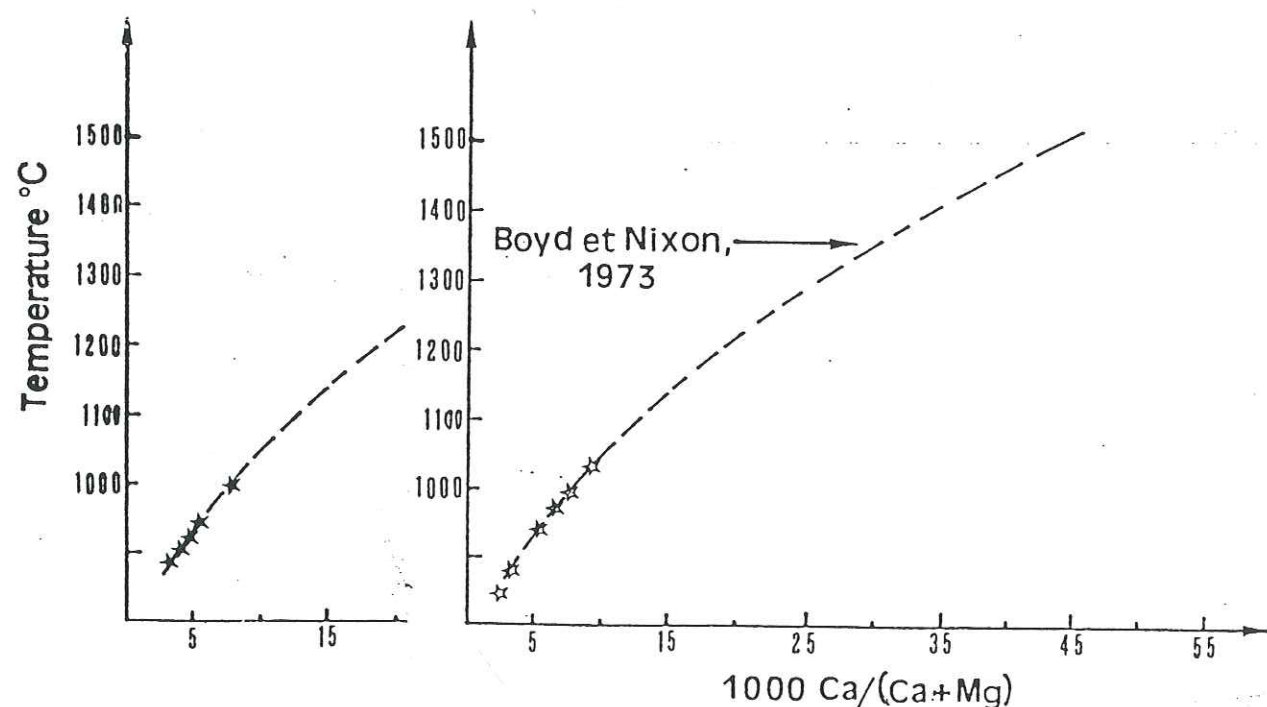


Fig. 92 - Géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] appliqué aux deux types d'opx analysés des métadunites à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.

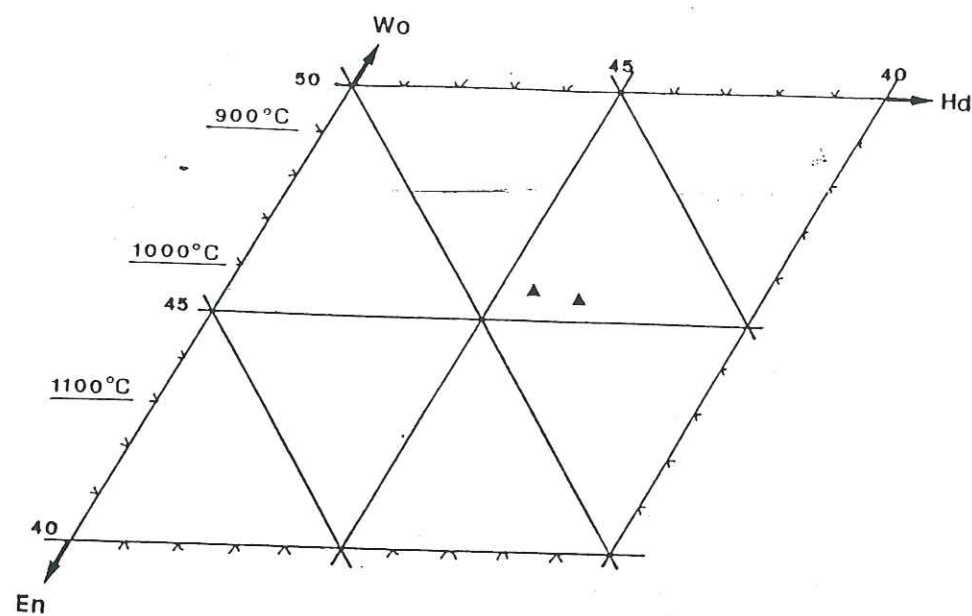


Fig. 93 - Position de l'inclusion de cpx analysée dans un porphyroclaste de grenat dans le diagramme de Hess.

Les deux analyses effectuées sur ce cristal (TABLEAU n° 36) montrent qu'il s'agit d'un diopside (fig. 88) qui contient entre 3,4 et 4,4 % d' Al_2O_3 . Les teneurs en Jd et en CaTs varient respectivement entre 6,5 et 11 % et 2,1 et 3,2 %. Sa composition témoigne de températures voisines de 1000 °C (fig. 93).

III-4 Les grenats

Rappel des différents types

Les deux types de grenat rencontrés dans les métadunités à spinelle et grenat du Bois des Feuilles sont :

* des porphyroclastes poecililitiques incluant des cristaux d'opx, de cpx, de spinelle et surtout d'olivine;

* des coronites autour de cristaux de spinelle.

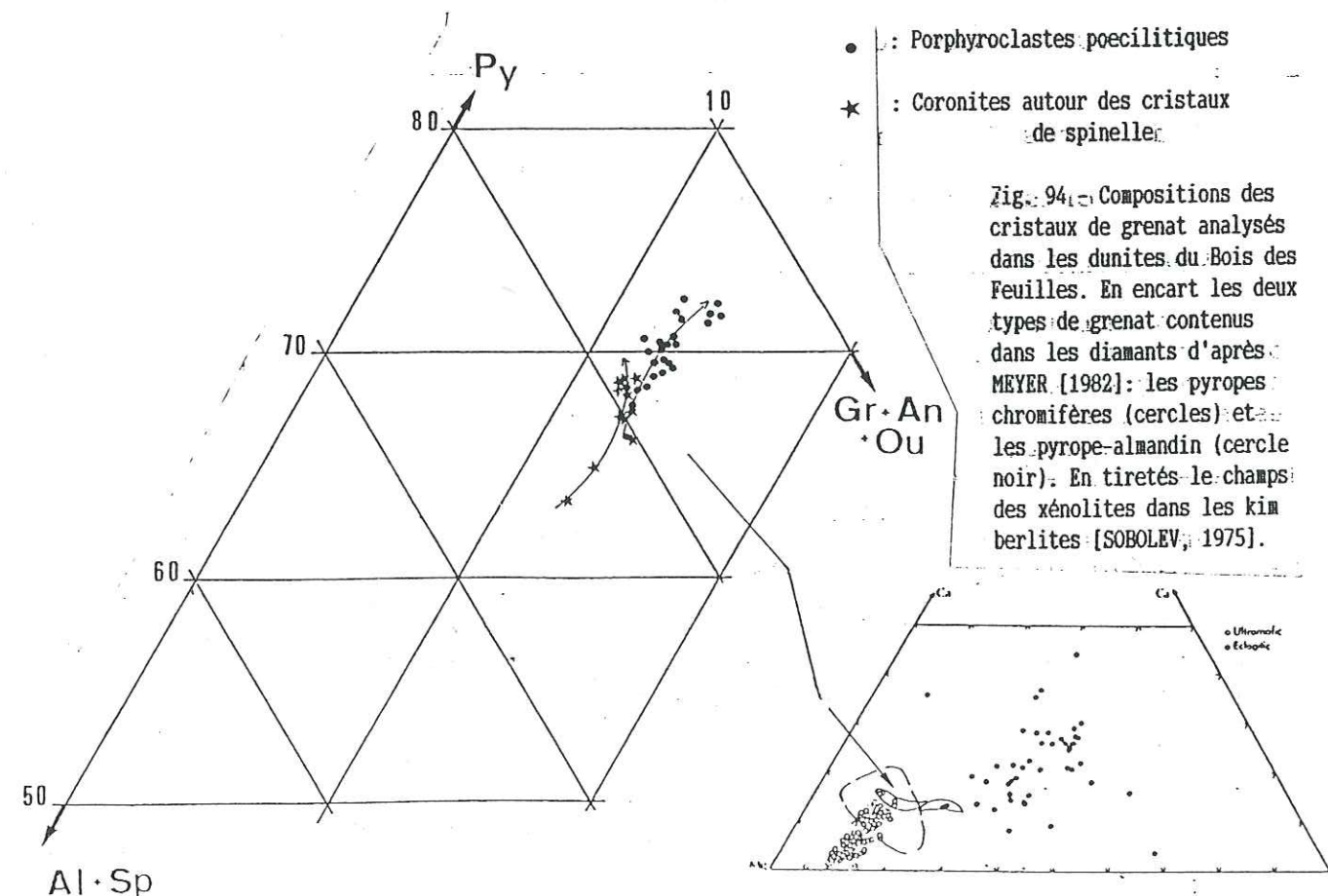
Compositions des différents types

Les porphyroclastes poecililitiques contiennent 67,7 à 72,2 % de Py, 14,1 à 19,1 % d'Alm, 7 à 10 % de Gr et 2,6 à 4,3 % d'Ou. Les teneurs élevées en Py rappellent les grenats décrits dans les xénolites d'ultrabasites à grenat et les péridotites des Vosges [HAMEURT, 1968] (1^{re} Partie). De plus ces compositions se rapprochent de celles des grenats observés dans les xénolites de péridotites des kimberlites regroupés par SOBOLEV [1975]. La figure 94 montre aussi la position intermédiaire entre les grenats des séries éclogitiques (pyrope-almandin calciques) et les pyropes chromifères trouvés en inclusions dans les diamants naturels [MEYER, 1982]. Il faut rappeler ici que les inclusions d'olivine à Fo₉₃₋₉₄ sont associées aux cristaux les plus riches en pyrope.

TYPE	Porphyroclastes poecililitiques		Coronites autour des Cx. de spi.	
N° réf.	1	11	27	29
SiO ₂	41,89	42,50	42,05	42,44
Al ₂ O ₃	22,65	23,83	23,41	23,35
FeO	8,72	7,38	11,04	8,95
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
MgO	18,89	20,24	17,63	19,17
MnO	0,23	0,29	0,70	0,50
CaO	4,82	4,88	4,83	4,75
Na ₂ O	0,08	0,01	0,03	0,07
K ₂ O	0,18	0,02	-	0,01
TiO ₂	0,18	0,25	0,02	0,14
NiO	0,07	0,05	-	-
Cr ₂ O ₃	1,32	1,02	0,99	1,38
	99,03	100,47	100,70	100,76
Si	6,0304	5,9792	6,0072	6,0038
Al ^{IV}	-	0,0208	-	-
Al ^{VI}	3,8429	3,9304	3,9415	3,8931
Ti	0,0194	0,0264	0,0021	0,0148
Cr	0,1502	0,1134	0,1118	0,1543
Fe ³⁺	-	-	-	-
Fe ²⁺	1,0497	0,8683	1,3189	1,0588
Mn	0,0280	0,0345	0,0847	0,0599
Mg	4,0532	4,2442	3,7540	4,0421
Ni	0,0081	0,0056	-	-
Ca	0,7434	0,7355	0,7392	0,7199
Na	0,0223	0,0027	0,0083	0,0191
K	0,0330	0,0035	-	0,0018
	15,9806	15,9645	15,9677	15,9676
Fe Total	1,0497	0,8683	1,3189	1,0588
Fm	20,57	16,98	25,99	20,75
Py	69,00	72,15	63,67	68,74
Alm	17,87	14,77	22,37	18,01
Sp	0,48	0,59	1,44	1,02
Gr	8,43	9,09	9,73	8,08
An	0,49	0,65	0,06	0,37
Ou	3,75	2,78	2,76	3,80

TABLEAU n° 37 - Analyses sélectionnées des deux types de grenat rencontrés dans les métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.

[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]



Les coronites de grenat autour des cristaux de spinelle contiennent 63,6 à 68,8 % de Py, 18 à 22,4 % d'Alm, 7,5 à 9,7 % de Gr et 2,7 à 4,7 % d'Ou et se rapprochent chimiquement des coronites des lherzolites à spinelle et grenat (p. 67).

Les deux types de grenat diffèrent chimiquement et n'ont donc pas la même signification. Les porphyroclastes bien qu'ils contiennent de rares cristaux de spinelle (p. 67) se rapprochent des grenats des xénolites trouvés dans les kimberlites ou associés au faciès à diamants. Les coronites ont du se former aux cours de la recristallisation des premières phases ou au cours de leur refroidissement à l'image du scénario invoqué pour les lherzolites (p. 62).

L'association de ces deux types est peut-être à rechercher dans une hybridation tectonique avec les rubans pyroxénolitiques à grenat qui accidentent les dunités au cours des déformations à H.P. et H.T. Cette interprétation est confortée par les observations de terrain et les arguments micrographiques (p. 67).

Conclusion

Les deux types de grenat analysés dans les métadunités du Bois des Feuilles semblent appartenir aux vieux assemblages mais ont des compositions sensiblement différentes. Ils se sont formés à H.P. et sans doute à H.T. mais leurs significations divergent probablement. Les grenats porphyroclastiques riches en pyrope rappellent ceux décrits dans les xénolites mantelliques des kimberlites. Pour les grenats coronitiques, une origine très précoce est à envisager.

III-5 Les spinelles

Rappel des différents types

Les deux types de spinelles rencontrés dans les métadunités sont:

* des rares inclusions dans les porphyroclastes de grenat;

* des cristaux à coronites de grenat.

Compositions des différents types

Les cristaux à coronites de grenat ont un rapport $100 \text{ Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ compris entre 11,7 et 42,5. Bien qu'ils tendent à être légèrement moins magnésiens, leur répartition est sensiblement la même que celle des spinelles des lherzolites à spinelle et grenat (fig. 95). Leur évolution chimique est sans doute la même, dominée par des diffusions différentielles entre ces spinelles et le grenat qui les cerne.

Une seule inclusion de spinelle a été analysée. Sa position est sensiblement différente de celle des spinelles analysés précédemment en raison de teneurs plus faibles en Mg (fig. 95). Leur rapport $100 \text{ Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ est compris entre 18,9 et 20,3, ce qui permet d'envisager un certain équilibre avec le grenat selon CARSWELL [1980] (p. 45). Il pourrait donc s'agir de vraies inclusions.

TYPE	Inclusion dans un porphy. de grenat		Cristaux enrobés de grenat	
N° réf.	1	2	7	13
SiO ₂	-	-	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	50,78	50,51	57,74	32,79
FeO	15,97	15,75	11,41	18,99
Fe ₂ O ₃	-	0,14	-	0,41
MgO	15,20	15,79	18,50	11,87
MnO	0,32	0,25	0,21	0,46
CaO	0,03	-	0,06	0,03
Na ₂ O	-	0,03	-	-
K ₂ O	-	0,02	0,06	0,02
TiO ₂	0,07	0,06	0,03	0,14
NiO	0,16	0,07	0,28	-
Cr ₂ O ₃	17,43	17,74	11,38	36,09
	99,96	100,36	99,68	100,86
Si	-	-	0,0020	0,0141
Al	13,0288	12,9063	14,2087	9,1218
Ti	0,0114	0,0097	0,0047	0,0248
Cr	3,0000	3,0408	1,8786	6,7351
Fe ³⁺	-	0,0501	-	0,1034
Fe ²⁺	2,9073	2,8282	1,9923	3,7178
Mn	0,0590	0,0459	0,0371	0,0919
Mg	4,9321	5,1025	5,7574	4,1760
Ni	0,0280	0,0122	0,0470	-
Ca	0,0069	-	0,0134	0,0075
Na	-	0,0126	-	-
K	-	0,0055	0,0159	0,0060
	23,9735	24,0138	23,9571	23,9984
Fe Total	2,9073	2,8783	1,9923	3,8212
Fm	37,08	36,06	25,70	47,78
Spin. Fe.	36,80	35,45	25,58	46,55
Spin. Mg.	62,44	63,96	73,93	52,29
Galaxite	0,76	0,59	0,49	1,16
Ulvospin.	0,07	0,37	0,02	0,80
Spin. Al.	81,22	80,62	88,29	57,06
Spin. Cr.	18,71	19,01	11,69	42,14
Mg*	62,91	64,33	74,29	52,90
Cr*	18,71	19,06	11,67	42,47

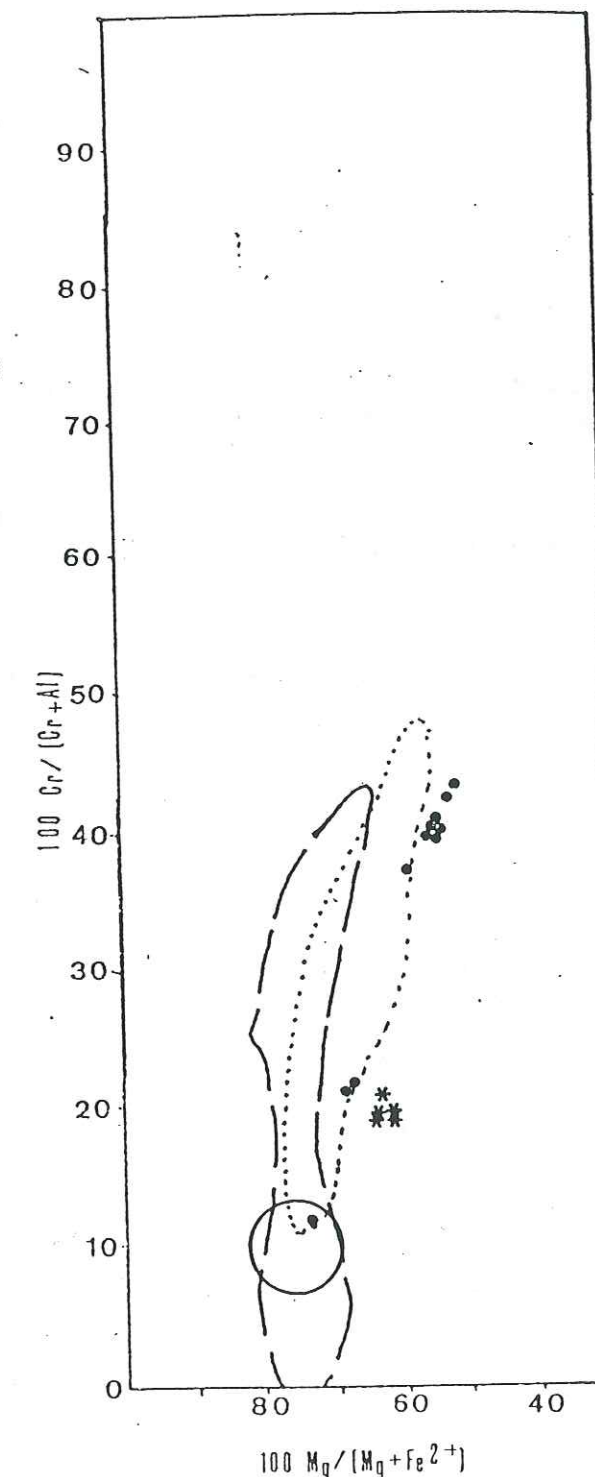
Fig. 95 - Compositions des deux types de spinelle analysés avec ceux des lherzolites à spinelle et grenat (en pointillés), des lherzolites à spinelle (cercle) et des péridotites des massifs sous-continentaux (en tiretés) [voir fig. 76 et 89].

* : Inclusion dans un porphyroclaste de grenat

• : Cristaux à coronites de grenat

TABLEAU n° 38 - Analyses sélectionnées des deux types de spinelle rencontrés dans les métadunités du Bois des Feuilles

[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]



III-6 Conclusion

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	GRENAT	SPINELLE
INCLUSIONS DANS LES PORPHYRO- CLASTES DE GRENAT	- Fo ₈₆₋₉₁ - Fo ₉₃₋₉₄	en Cx. de recuit Bronzites avec 1 à 2 % d'Al ₂ O ₃ T < 1050°C	Diopsides avec 3,4 à 4,4 % d'Al ₂ O ₃ 6,5 à 11 % de Jd et 2,1 à 3,2 % de CaTs T < 1000°C		18,9 < 100 Cr/(Cr + Al) < 20,3
PORPHYRO- CLASTES	89,7 à 89,8 % de forstérite			Py _{67.7-72.2} Alm _{14.1-19.1} Gr ₇₋₁₀ Ou _{2.6-4.3}	11,7 < 100 Cr/(Cr + Al) < 42,5
CORONITES		entre olivine et kélyphite: Bronzite avec 1 à 2 % d'Al ₂ O ₃ T < 1000°C		autour des Cx. de spinelle Py _{63.6-68.8} Alm _{18-22.4} Gr _{7.5-9.7} Ou _{2.7-4.7}	

TABLEAU n° 39 - Caractéristiques chimiques des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle analysés dans les métadunites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Les grenats porphyroclastiques poecilites se rapprochent chimiquement de ceux des xénolites d'ultrabasites à grenat dans les kimberlites. Ceci permet d'envisager une cristallisation à H.P. et H.T. de ces cristaux.

Les inclusions contenues dans ces porphyroclastes sont:

- * des olivines avec 86 à 91 % ou 93 à 94 % de forstérite;
- * des diopsides riches en Jd, équilibrés à 1000°C;
- * des spinelles avec 18,9 < 100 Cr/(Cr + Al) < 20,3.

Les grenats en coronites autour des cristaux de spinelle se sont probablement exprimés au cours de la formation des anciens assemblages.

Un équilibre est intervenu vers 1050°C, mais la composition des opx a du évoluer à des températures plus basses.

IV CONCLUSION - SPECIFICITES MINERALOGIQUES DE CHAQUE ROCHE

Les principales phases minérales analysées dans les trois types de péridotite rencontrés au Bois des Feuilles présentent des caractères chimiques spécifiques et indiquent des évolutions pétrogénétiques différentes.

IV-1 Dans les lherzolites à spinelle

Les inclusions de bronzite calcique dans les cristaux de spinelle contiennent environ 6 % d'Al₂O₃. Les teneurs en Jd et en CaTs des augites et diopsides varient respectivement de 6 à 11 % et de 6 à 8 %. Les températures correspondantes ont été estimées entre 900 et 1000°C.

Les porphyroclastes de bronzite sont moins calciques et les teneurs en Al₂O₃ varient entre 3 et 6 %. Les diopsides sont plus riches en Jd (11 à 13 %) que les inclusions. Cependant les compositions en CaO des opx ont du être modifiées par les exsolutions de cpx. De même les teneurs en MgO des porphyroclastes de cpx ont été affectées par les exsolutions d'opx et de spinelle. De ce fait les températures estimées entre 700 et 900 °C sont probablement des valeurs minimales d'équilibre des porphyroclastes.

Les cristaux de recuit partiel de pyroxène sont des enstatites peu alumineuses et des diopsides contenant 8 à 11 % de Jd et 6,5 à 11,5 % de CaTs. Les températures sont estimées entre 700 et 850 °C.

Les porphyroclastes d'olivine et les cristaux de spinelle, en exsolutions, en inclusions ou en porphyroclastes ont des compositions peu variées. Les spinelles dont les rapports 100 Cr/(Cr+Al) < 25 correspondent aux spinelles alumineux de CARSWELL [1980] dont il estime les températures de formation comprises entre 900 et 1100°C.

Cette première évaluation des conditions thermiques caractérisant les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles laisse entrevoir des températures minimales comprises entre 1000°C pour les inclusions et 700°C pour les cristaux de recuit partiel de pyroxène. En revanche la pression est délicate à estimer compte tenu de sa faible influence sur la solubilité de l'alumine dans les pyroxènes. De façon indirecte on peut admettre toutefois qu'elle correspond aux champs de stabilité du spinelle (P < 20 Kb).

IV-2 Dans les lherzolites à spinelle et grenat

Elles se distinguent des lherzolites à spinelle par l'expression d'exsolutions de grenat dans les cristaux de pyroxène et des coronites de grenat autour de tous les grains de spinelle. De plus les pyroxènes sont nettement moins alumineux et le rapport 100 Cr

La seule inclusion de diopside analysée dans un porphyroclaste d'olivine et sans exsolution offre les teneurs les plus élevées en Jd (8,6 à 9,6) et contiennent 4,1 à 5,6 % de CaTs. Les températures correspondantes ont été estimées entre 900 et 1000°C.

Les porphyroclastes d'enstatite contiennent moins de 3 % d'Al₂O₃ et indiquent des températures inférieures à 950 °C. Les cristaux de diopside et d'augite contiennent moins de 4 % de Jd et 0,9 à 6,9 % de CaTs. Les augites les plus magnésiennes attestent de conditions PT voisines de 1300°C pour P > 30 Kb.

GRENAT	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	DUNITÉ A GRENAT ET SPINELLE
PORPHYRO-CLASTES		67,7 à 72,2 % de Py 14,1 à 19,1 % d'Alm 7 à 10 % de Gr 2,6 à 4,3 % d'Ou
CORONITES AUTOUR DES SPINELLES	65,7 à 70,2 % de Py 16,8 à 21,6 % d'Alm 7,9 à 9,6 % de Gr	63,6 à 68,8 % de Py 18 à 22,4 % d'Alm 7,5 à 9,7 % de Gr 2,7 à 4,7 % d'Ou
EXSOLUTION DANS Cx. d'OPX	64,2 à 67,5 % de Py 19,7 à 21,4 % d'Alm 8 à 9,9 % de Gr	
EXSOLUTION DANS Cx. DE CPX	64,7 à 66,1 % de Py 19,9 à 20,6 % d'Alm 8,4 à 10,7 % de Gr	

TABLEAU n° 40 - Synthèse des caractéristiques chimiques et des premières estimations PT tirées de l'analyse des différents types d'olivine, d'opx de cpx, de grenat et de spinelle des péridotites rencontrées au Bois des Feuilles.

OLIVINE	LHERZO. A SPINELLE	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	DUNITÉ A GRENAT ET SPINELLE
INCLUSION			Dans porphyroclastes de grenat: Fo86-91 ou Fo93-94
PORPHYRO-CLASTES	89,5 à 90,5 % de forstérite	90 à 91 % de forstérite	89,7 à 89,8 % de forstérite

CLINOPYROXENES	LHERZO. A SPINELLE	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	DUNITÉ A GRENAT ET SPINELLE
INCLUSION	Dans les Cx. de spi. Augites et diopsides alumineux 3 à 11 % de Jd 6 à 8 % de CaTs 900 - 1000 °C	Dans Cx. d'olivine Diopsides alumineux 8,6 à 9,6 % de Jd 4,1 à 5,6 % de CaTs 900 - 1000 °C 20 Kb	Dans porphyroclastes de grenat Diopsides alumineux 6,5 à 11 % de Jd 2,1 à 3,2 % de CaTs T ≤ 1000 °C
PORPHYRO-CLASTES	Diopsides alumineux 11 à 13 % de Jd 6 à 10 % de CaTs 700 - 900 °C	à exolutions de grenat Diopsides avec Jd43% 0,9 à 6,9 % de CaTs Augites à 4% d'A12O3 900 à T ≥ 1300 °C 20 à P ≥ 30 Kb	
CRISTAUX DE RECUIT	Diopsides alumineux 8 à 11 % de Jd 6,5 à 11,5 % de CaTs 700 - 850 °C		

ORTHOPYROXENES	LHERZO. A SPINELLE	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	DUNITÉ A GRENAT ET SPINELLE
INCLUSION	Dans les Cx. de spi. Bronzites calciques et alumineuses A12O3 ≤ 6 % 900 °C		Dans porphyroclastes de grenat: Bronzite en Cx. de recuit 1 à 2 % d'A12O3 T ≤ 1050 °C
PORPHYRO-CLASTES	Bronzites alumineuses 3 à 6 % d'A12O3 700 - 900 °C	Enstatites à exso. de grenat 2 à 3 % d'A12O3 T < 950 °C	
CORONITE			entre olivine et kelyphite bronzite avec 1 à 2 % d'A12O3 T ≤ 1000 °C
CRISTAUX DE RECUIT	enstatite 750 °C		

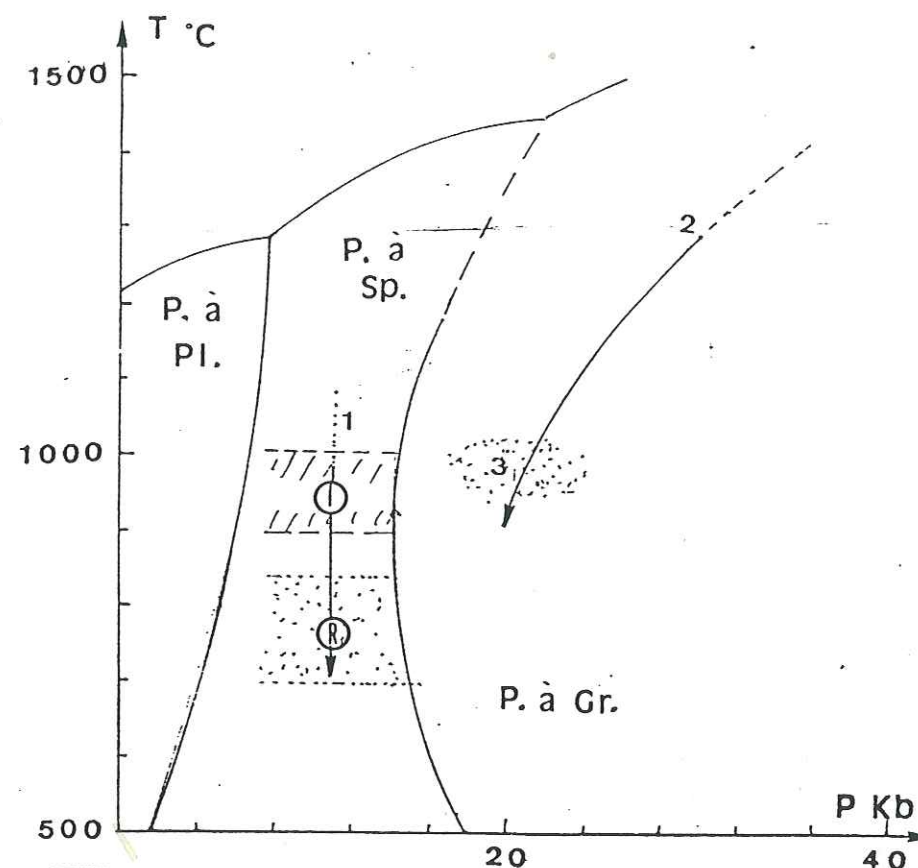


Fig. 96 - Chemins thermobarométriques hypothétiques des métalherzolites à spinelle (1), des métalherzolites à spinelle et grenat (2) et des métadunités à grenat et spinelle (3) rencontrées au Bois des Feuilles déduits de l'examen des principales phases. Pour le chemins (1) 'I' indique l'intervalle de T obtenus pour les inclusions et 'R' pour les cristaux de recuit. L'intervalle des porphyroclastes est intermédiaire. [Diagramme de phases de GASPARIK, 1984].

Les olivines tendent à être légèrement plus riches en forstérite que dans les lherzolites précédentes.

Les températures maximales voisines de 1300°C estimées à partir de la composition d'augite sont contradictoires avec celles d'une éventuelle ancienne lherzolite à spinelle pour lesquelles les températures maximales admises sont généralement inférieures à 1150°C. Le chemin thermobarométrique semble appartenir entièrement au domaine de stabilité du grenat (fig. 91). L'expression du grenat a donc pu se produire au cours de la genèse des porphyroclastes et n'implique pas obligatoirement une augmentation tardive de P.

IV-3 Dans les dunités à grenat et spinelle

Si les coronites de grenat autour des cristaux de spinelle sont susceptibles de s'être formées à la suite d'un accroissement tardif de P, les porphyroclastes plus riches en Py semblent appartenir à un vieil assemblage. Ces deux types de grenat ont sans doute des significations différentes, mais caractérisent des conditions PT élevées. Les températures inférieures à 1050°C obtenues à l'aide de coronites tardives d'opx et d'une inclusion de diopside sont certainement minimales. L'absence quasi totale de porphyroclastes de pyroxène rend délicate toute estimation des conditions PT initiales.

MINÉRALOGIE DES PERIDOTITES ET PYROXENOLITES DE CHAGNON

I LES LHERZOLITES A SPINELLE

I-1 Les olivines

Rappel des différents types

Dans les métalherzolites à spinelle de Chagnon trois types de cristaux d'olivine ont été rencontrés et analysés:

- * en inclusions dans les porphyroclastes de spinelle et d'opx;
- * en porphyroclastes;
- * en cristaux de recuit de la matrice.

Composition des différents types

Inclusion dans un cristal de spinelle	Inclusions dans des porphyroclastes d'opx	Porphyroclastes	Cristaux de recuit
n = 1	n = 9	n = 1	n = 10
SiO ₂	40,93	40,97	41,55
Al ₂ O ₃	0,03	0,01	0,04
FeO	9,23	9,32	9,34
MgO	49,09	49,34	49,25
MnO	0,17	0,16	0,13
CaO	0,05	0,02	0,02
Na ₂ O	-	0,01	0,01
K ₂ O	0,03	0,01	0,01
TiO ₂	0,03	0,01	0,02
NiO	0,31	0,31	0,31
Cr ₂ O ₃	0,18	0,02	0,02
Fo (%)	90,45	90,31	89,83
Fa (%)	9,55	9,67	10,17

TABEAU n° 41 - Compositions moyennes des différents types d'olivines analysés dans les lherzolites à spinelle du massif ultrabasique de Chagnon.

Les inclusions dans les porphyroclastes de spinelle ou d'opx et les porphyroclastes contiennent entre 89,8 et 90,91 % de forsténite.

Les cristaux de recuit contiennent eux entre 89,6 et 90,5 % de forsténite.

Les compositions de ces olivines sont donc assez uniformes et conformes à celles des olivines des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

I-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Les trois types de cristaux d'orthopyroxène qui ont été observés et analysés sont:

* en inclusions dans les amas polycristallins cimentés par des porphyroclastes de spinelle;

* en porphyroclastes;

* en cristaux de recuit partiel des reliques précédentes.

Compositions des différents types

TYPE	Inclusions dans porphy. de spi.		Porphyroclastes			Cristaux de recuit	
N° réf.	18	21	4	15	29	8	24
SiO ₂	56,69	56,33	55,30	55,64	56,16	55,95	56,74
Al ₂ O ₃	2,31	3,36	3,75	2,78	3,28	3,62	2,03
FeO	6,46	6,33	6,52	5,83	6,13	6,00	5,96
MgO	33,98	32,63	33,08	32,32	33,26	33,53	34,53
MnO	0,17	0,29	0,20	0,10	0,15	0,08	0,16
CaO	0,16	0,29	0,21	2,53	1,29	0,39	0,09
Na ₂ O	-	-	-	-	0,05	0,02	-
K ₂ O	0,03	-	0,03	-	-	-	-
TiO ₂	-	0,01	0,14	0,06	0,03	-	0,06
NiO	0,10	0,08	0,04	0,05	0,07	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,37	-	0,39	0,19	0,23	0,41	0,15
	100,27	99,32	99,66	99,50	100,65	100,02	99,74
Si	1,9507	1,9517	1,9167	1,9364	1,9282	1,9259	1,9561
Al ^{IV}	0,0492	0,0483	0,0832	0,0635	0,0717	0,0741	0,0439
Al ^{VI}	0,0444	0,0889	0,0699	0,0505	0,0610	0,0727	0,0385
Ti	-	0,0002	0,0036	0,0015	0,0007	-	0,0015
Cr	0,0100	-	0,0106	0,0052	0,0062	0,0111	0,0040
Fe ³⁺	0,0023	0,0210	0,0022	-	-	0,0048	0,0014
Fe ²⁺	0,1858	0,1834	0,1889	0,1696	0,1760	0,1727	0,1718
Mn	0,0049	0,0085	0,0058	0,0029	0,0043	0,0023	0,0046
Mg	1,7427	1,6851	1,7089	1,6766	1,7021	1,7203	1,7743
Ni	0,0027	0,0022	0,0011	0,0013	0,0019	0,0005	0,0005
Ca	0,0058	0,0107	0,0077	0,0943	0,0474	0,0143	0,0033
Na	-	-	-	-	0,0033	0,0013	-
K	0,0013	-	0,0013	-	-	-	-
	3,9998	4,0000	3,9999	4,0018	4,0028	4,0000	3,9999
Fe total	0,1930	0,2129	0,1969	0,1725	0,1803	0,1798	0,1778
Fm	9,97	11,21	10,33	9,32	9,57	9,46	9,10
Ur + Ac	0,13	-	0,13	-	0,32	0,13	-
Jd	-	-	-	-	-	-	-
MgTi	1,10	2,16	1,51	0,66	0,35	1,47	0,69
MgTs	3,59	4,84	6,17	5,02	6,26	5,92	3,43
Wo	0,29	0,54	0,38	4,71	2,36	0,72	0,16
En	85,30	82,64	82,01	80,97	81,69	82,94	86,86
Fs	9,57	9,79	9,77	8,61	8,99	8,81	8,83

TABEAU n° 42 - Analyses sélectionnées des différents types d'opx rencontrés dans les métalherzolites à spinelle.
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

Les inclusions analysées dans les amas polycristallins sont des bronzites (fig. 97) qui contiennent entre 2,3 et 3,4 % d'Al₂O₃ et 0,1 à 0,3 % de CaO. Les rapports 1000 Ca/(Mg + Ca) indiquent des températures inférieures à 1000°C (fig. 98) alors que l'alumine en solution dans ces cristaux indique des valeurs inférieures ou égales à 700°C (fig. 100).

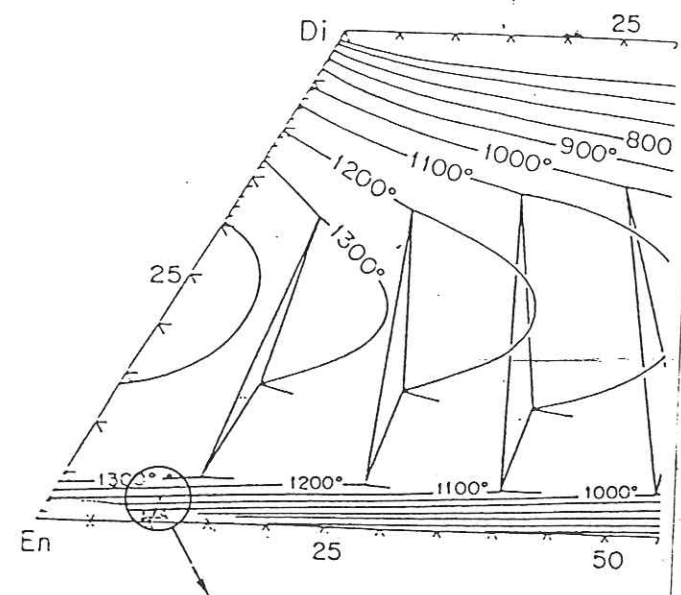
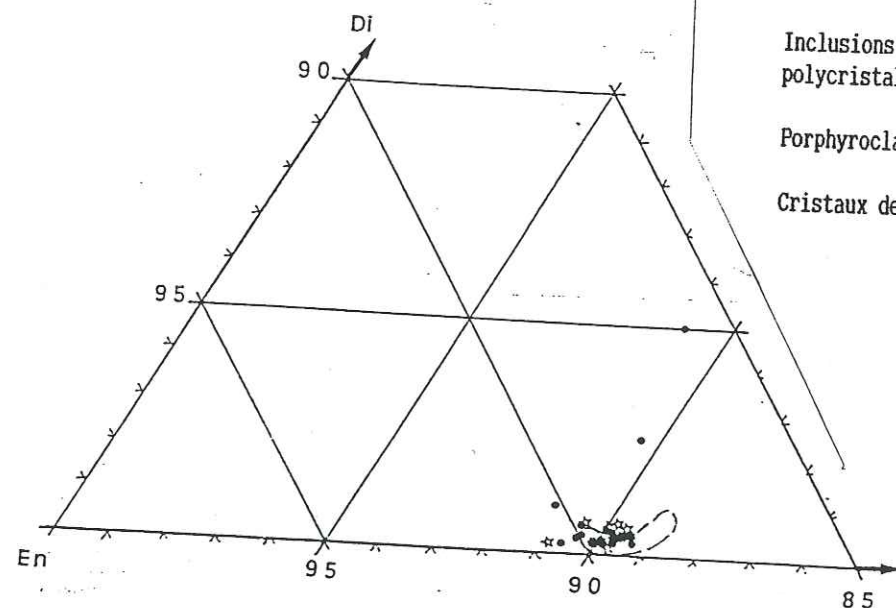


Fig. 97 - Comparaison des compositions des différents types d'opx analysés dans les métahérolites à spinelle de Chagnon avec ceux du Bois des Feuilles (zone limitée par des tirets). Les relations de phases sont celles de LINDSLEY [1983] pour 10 Kb.



Inclusions dans les amas polycristallins *

Porphyroclastes •

Cristaux de recuit ☆

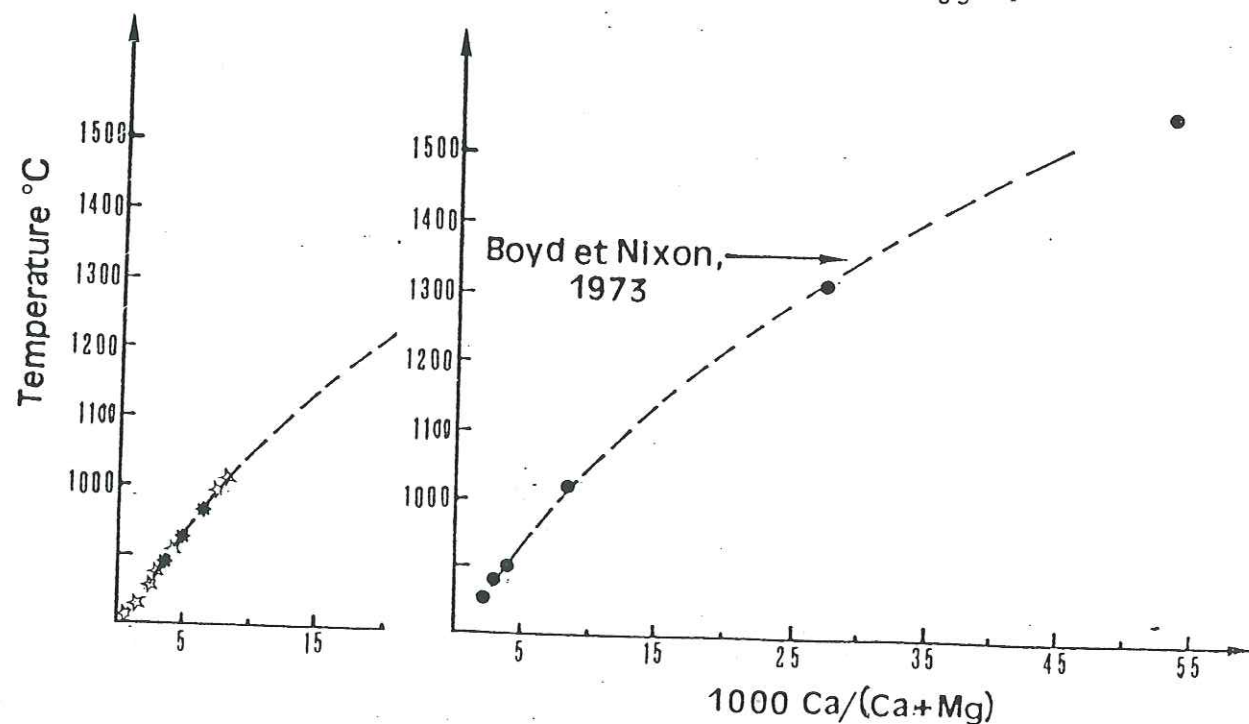
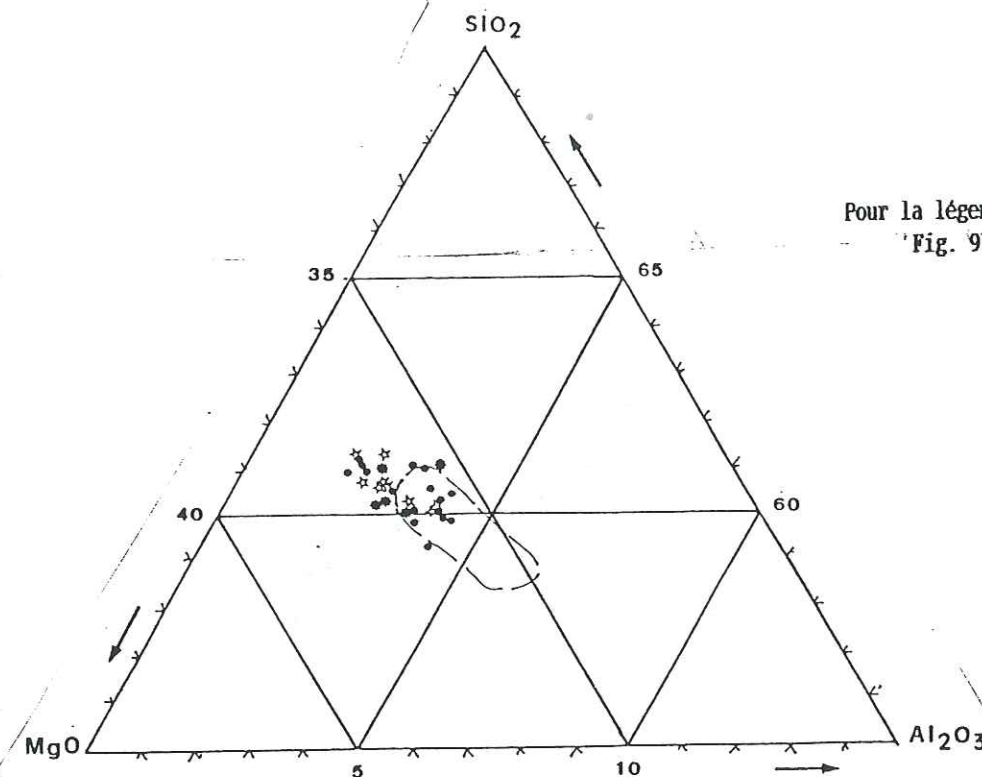


Fig. 98 - Géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] appliqué aux différents types d'opx analysés



Pour la légende voir Fig. 97

Fig. 99 - Comparaison des variations en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des différents types d'opx analysés dans les métahérolites à spinelle de Chagnon et du Bois des Feuilles (zone limitée par des tirets).

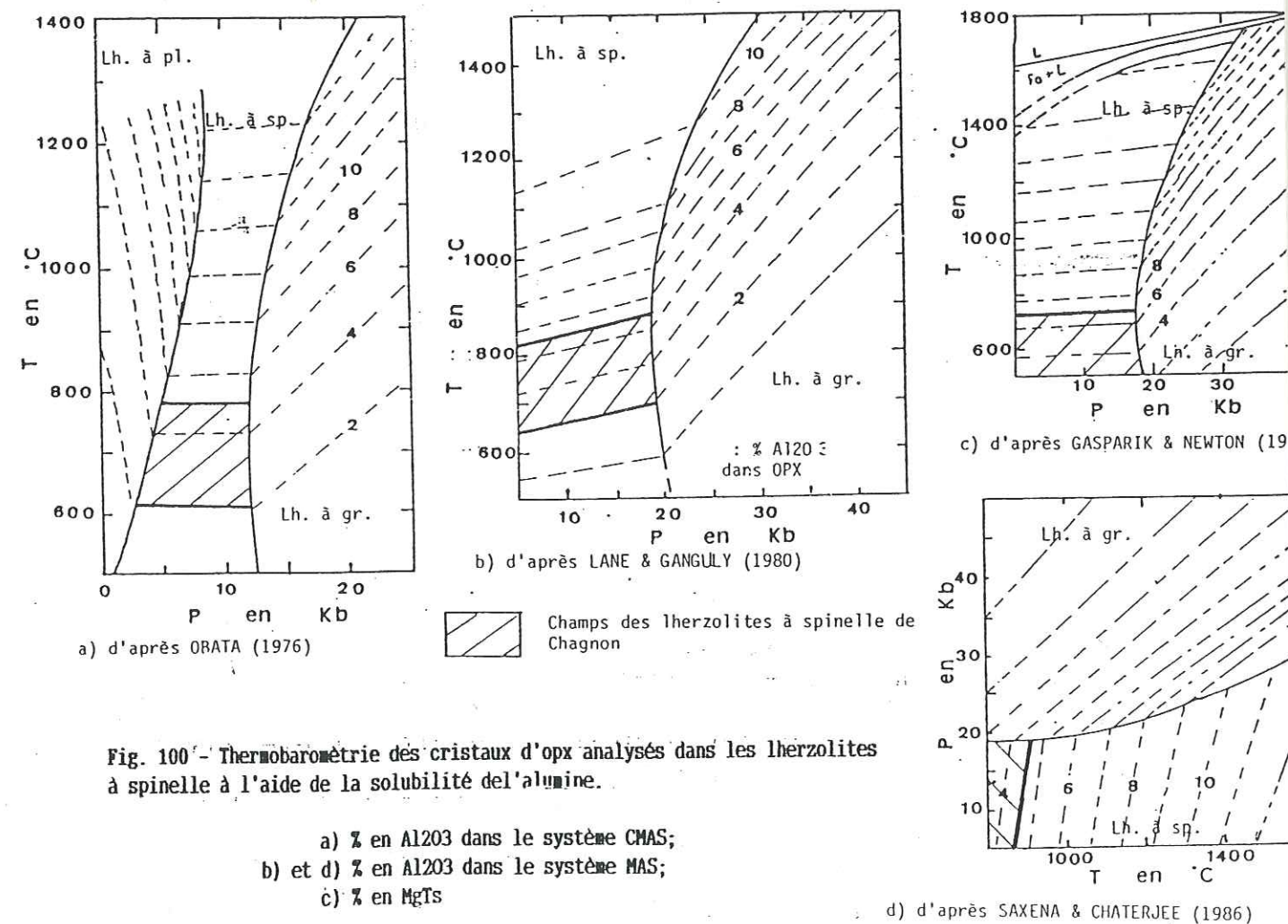


Fig. 100 - Thermobarométrie des cristaux d'opx analysés dans les hérolites à spinelle à l'aide de la solubilité de l'alumine.

a) % en Al₂O₃ dans le système CMAS;
b) et d) % en Al₂O₃ dans le système MAS;
c) % en MgTs

d) d'après SAXENA & CHATERJEE (1986)

Les **porphyroclastes** sont des enstatites et des bronzites dont les teneurs en Al_2O_3 et CaO varient respectivement entre 1,7 et 4,1 % et 0,1 et 2,6 % de CaO . Les forts rapports 1000 $Ca / (Ca + Mg)$ caractérisent le plus souvent le centre des cristaux. Le rapport le plus fort indique une température voisine de $1300^\circ C$, les autres correspondent à des températures inférieures ou égales à $1100^\circ C$ (fig. 97). Le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] indique des températures encore plus élevées (fig. 98).

Les **cristaux de recuit** ont des compositions très voisines de la plupart des porphyroclastes. Il s'agit d'enstatite et de bronzite avec 1,9 à 3,7 % d' Al_2O_3 et 0,1 à 0,4 % de CaO . Les températures sont inférieures à $900^\circ C$.

Les fortes teneurs en CaO des porphyroclastes sont probablement des caractères hérités d'anciens assemblages ou du début de la cristallisation de ces cristaux. Les températures voisines de $1100^\circ C$ sont conformes aux températures maximales envisagées par les auteurs pour les lherzolites à spinelle. Cependant les températures voisines ou supérieures à $1300^\circ C$ sont inhabituelles pour ce type de matériaux et correspondent plutôt au faciès à grenat. Faut-il envisager une origine hybride de certains cristaux d'opx ?

Les autres compositions sont très homogènes d'un type à l'autre (fig. 97 et 99). Dans l'ensemble les orthopyroxènes de Chagnon sont nettement moins alumineux que ceux du Bois des Feuilles (fig. 99). Si l'on applique les diagrammes de phases de la solubilité de Al_2O_3 dans les opx (fig. 100) les températures obtenues sont comprises entre 600 et $800^\circ C$. Ce qui est confirmé par les relations de phases de LINDSLEY [1983] (fig. 97). Les températures obtenues avec le modèle de BOYD et NIXON [1973] (fig. 93) s'élèvent jusqu'à $1050^\circ C$ environ.

Conclusion

Les compositions les plus calciques d'opx, sans doute héritées de vieilles phases, indiquent des températures supérieures à $1300^\circ C$, ce qui est inhabituel pour un faciès à spinelle. Les autres cristaux témoignent de températures inférieures ou égales à $1100^\circ C$, voire $800^\circ C$ pour les moins calciques et les moins alumineux. Ceci permet de penser que les exsolutions de cpx ont pu se produire entre $1100^\circ C$ et $800^\circ C$.

I-3 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les cristaux de clinopyroxène rencontrés sont:

- * en inclusions dans les amas polycristallins à spinelle;
- * en porphyroclastes peu nombreux;
- * en lamelles d'exsolution dans les porphyroclastes d'opx;
- * en cristaux de recuit partiel des porphyroclastes de pyroxène.

Seuls une exsolution et un cristal de recuit ont été analysés.

Compositions des exsolutions et des cristaux de recuit

Les deux types de clinopyroxènes analysés sont des diopsides pauvres en Jd (<0,5 %) et en CaTs (<3,1 %) (TABLEAU n° 43). Les températures correspondantes sont inférieures à $800^\circ C$ (fig. 101).

TYPE	Exsolutions dans porphyro. d'opx		Cristaux de recuit
N° réf.	1	2	3
SiO ₂	54,31	52,70	54,12
Al ₂ O ₃	1,33	1,89	1,44
FeO	1,67	1,59	1,72
MgO	17,28	17,14	17,48
MnO	0,03	0,01	0,05
CaO	24,61	24,78	24,36
Na ₂ O	0,13	0,19	0,18
K ₂ O	-	-	0,03
TiO ₂	0,17	0,26	0,16
NiO	-	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,14	0,55	0,34
	99,67	99,13	99,90
Si	1,9741	1,9348	1,9647
AlIV	0,0259	0,0651	0,0353
AlVI	0,0310	0,0166	0,0263
Ti	0,0046	0,0071	0,0043
Cr	0,0040	0,0159	0,0097
Fe ³⁺	0,0050	-	-
Fe ²⁺	0,0507	0,0488	0,0522
Mn	0,0009	0,0003	0,0015
Mg	0,9362	0,9379	0,9458
Ni	-	0,0005	0,0005
Ca	0,9584	0,9747	0,9475
Na	0,0091	0,0135	0,0126
K	-	-	0,0013
	3,9999	4,0152	4,0017
Fe total	0,0566	0,0491	0,0537
Fm	5,70	4,97	5,37
Ur + Ac	0,90	1,33	0,96
Jd	0,01	-	0,41
MgTi	0,46	0,93	0,42
CaTs	2,38	3,08	2,43
Wo	46,66	46,00	45,84
En	46,97	46,22	47,22
Fs	2,58	2,41	2,67

TABLEAU n° 43 - Analyses effectuées sur une exsolution dans un cristal d'opx et un cristal de recuit de cpx.

[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

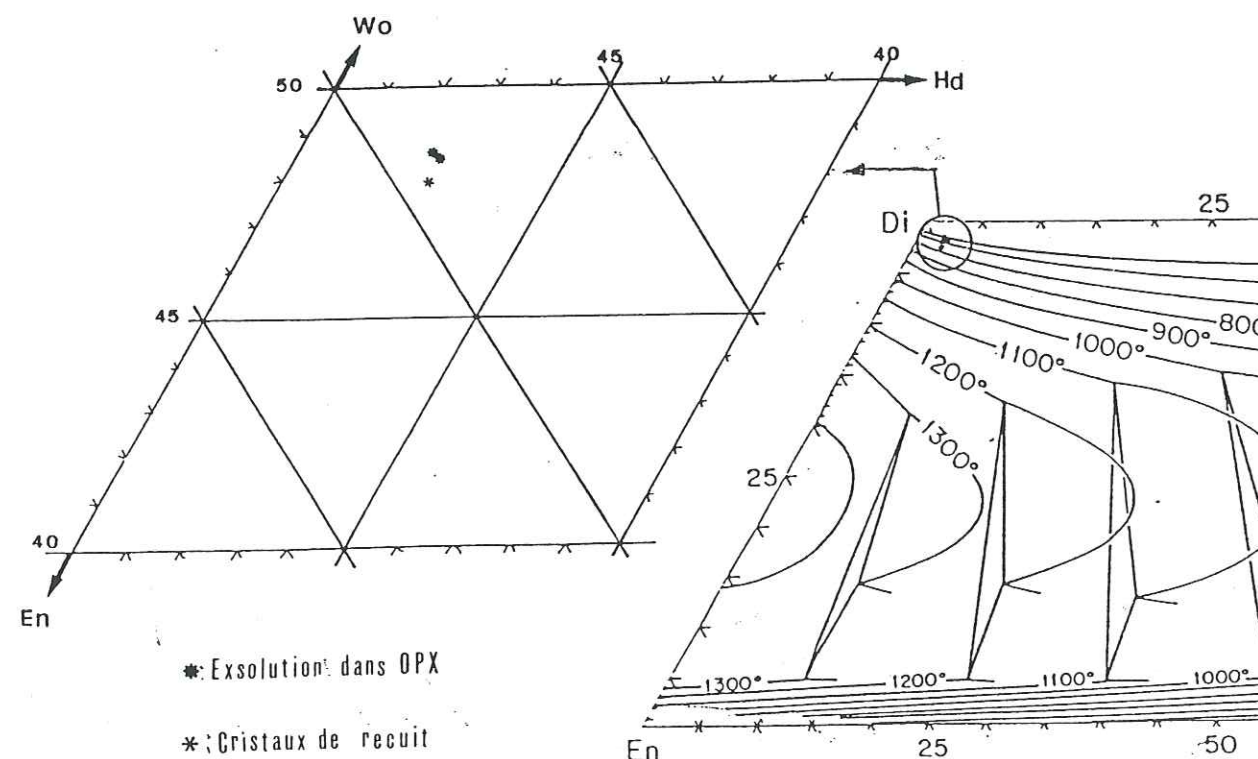


Fig. 101 - Positions des deux types de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle de Chagnon par rapport au diagramme de phases des pyroxènes à 10 Kb de LINDSLEY [1983]

I-4 Les spinelles

Rappel des différents types

Les cristaux de spinelle observés et analysés dans les lherzolites à spinelle de Chagnon sont:

* en porphyroclastes poecilitiques à inclusions multiples d'opx, de cpx et d'olivine;

* en exsolutions dans les porphyroclastes d'opx et de cpx;

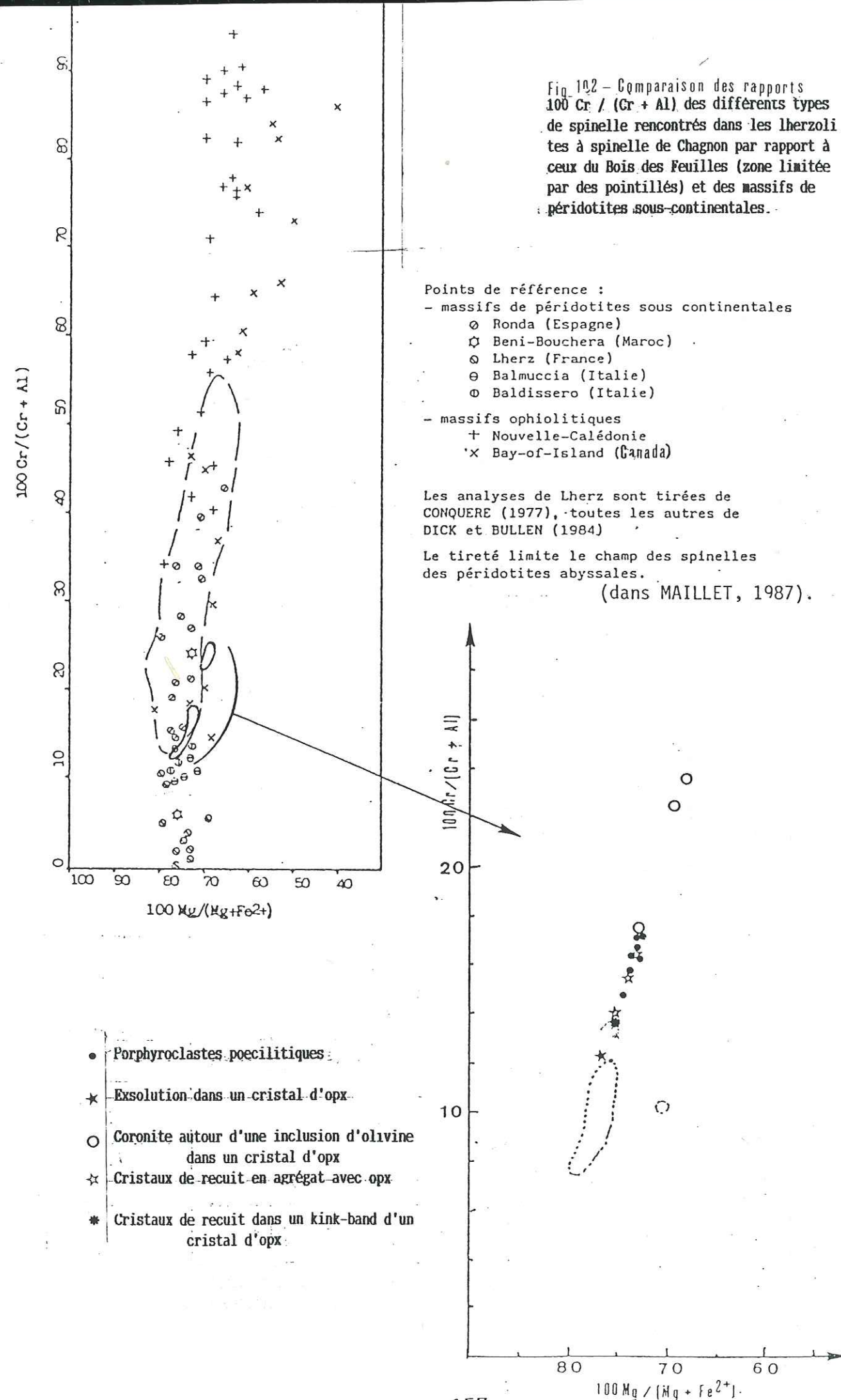
* en cristaux de recuit dans les kink-bands des porphyroclastes d'opx ou en agrégats avec des cristaux de recuit de pyroxènes;

* en une coronite autour d'une inclusion d'olivine dans un cristal d'opx;

Compositions des différents types

TYPE	A	B	C	D	E
N° réf.	3	16	10	8	18
SiO ₂	-	0,01	-	0,01	-
Al ₂ O ₃	53,70	48,85	57,10	54,58	56,49
FeO	11,93	13,07	10,27	11,65	11,25
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
MgO	18,32	16,75	19,24	18,71	19,26
MnO	0,10	0,20	0,08	0,15	0,17
CaO	-	0,05	0,25	0,03	0,02
Na ₂ O	-	-	0,01	-	-
K ₂ O	0,03	0,02	-	-	0,01
TiO ₂	0,02	0,09	0,04	0,05	0,02
NiO	0,11	0,17	0,26	0,23	0,35
Cr ₂ O ₃	16,01	21,07	11,85	14,82	13,23
	100,22	100,28	99,10	100,23	100,80
Si	-	0,0021	-	0,0021	-
Al	13,3745	12,4674	14,0862	13,5304	13,8203
Ti	0,0031	0,0146	0,0062	0,0079	0,0031
Cr	2,6749	3,6074	1,9610	2,4645	2,1713
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,0062
Fe ²⁺	2,1082	2,3669	1,7977	2,0492	1,9466
Mn	0,0178	0,0366	0,0141	0,0267	0,0298
Mg	5,7704	5,4063	6,0026	5,8658	5,9591
Ni	0,0186	0,0296	0,0437	0,0389	0,0584
Ca	-	0,0116	0,0560	0,0067	0,0044
Na	-	-	0,0040	-	-
K	0,0080	0,0055	-	-	0,0026
	23,9755	23,9480	23,9715	23,9922	24,0018
Fe total	2,1082	2,3669	1,7977	2,0492	1,9528
Fm	26,75	30,44	23,04	25,89	24,68
Spin. Fe	26,69	30,30	23,00	25,80	24,53
Spin. Mg	73,07	69,22	76,81	73,86	75,09
Galaxite	0,24	0,48	0,19	0,34	0,38
Ulvospin.	0,01	0,09	0,03	0,04	0,05
Spin. Al	83,31	77,48	87,74	84,55	86,37
Chro.s.l.	16,68	22,43	12,23	15,41	13,57
Mg*	73,24	69,55	76,95	74,10	75,37
Cr*	16,66	22,44	12,22	15,40	13,57

TABEAU n° 44 - Analyses sélectionnées des différents types de spinelle rencontrés: A Porphyroclaste; B Coronite autour d'une inclusion d'olivine au sein d'un cristal d'opx; C Exsolution dans un cristal d'opx et des cristaux de recuit en agrégat avec des cristaux de pyroxène (D) et dans un kink-band d'un cristal d'opx (E).
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]



Les différents types de spinelle analysés ont un rapport 100Cr/(Cr + Al) inférieur à 25, ce qui correspond aux lherzolites à spinelle alumineux de CARSWELL [1980].

Dans le détail chaque type a une position bien définie:

- les porphyroclastes ont un rapport 100 Cr/(Cr+Al) compris entre 14,6 et 17,1;

- l'exsolution a un rapport 100 Cr/(Cr+Al) = 12,22;

- les cristaux de recuit en agrégat ont une composition identique à celle des porphyroclastes, mais ceux qui se sont développés dans les kink-bands des opx ont un rapport égale à 13,57;

- enfin la coronite offre les rapports les plus élevés compris entre 17,4 et 23,6.

Cette palette de composition montre que les spinelles de Chagnon sont un peu moins alumineux que ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles. Ils restent toutefois dans le champ des spinelles des péridotites des massifs sous-continentaux (fig. 102).

Les plus alumineux et les plus magnésiens sont les cristaux de recuit, associés à des cristaux d'opx. Ceci met en relief les diffusions différentielles probables d'Al et de Mg qui s'établissent entre les opx et le spinelle au cours de l'évolution des conditions PT.

I-5 Conclusion

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	SPINELLE
INCLUSIONS	Dans Cx. de Sp. ou d'opx Fo 89,9-90,91	Dans Cx. de spinelle Bronzites avec 2,4 à 3,4 % d'Al ₂ O ₃ T < 1000 °C		
PORPHYRO-CLASTES	Fo 89,63	Bronzites et enstatites avec 1,7 à 4,1 % d'Al ₂ O ₃ 0,1 à 2,6 % de CaO 900°C à T < 1300°C		14,6 < 100 Cr/(Cr + Al) < 17,1
EXSOLUTIONS			Dans Cx. d'opx Diopsides avec Jd 0,5% CaTs < 3,1% T < 800 °C	Dans Cx. d'opx 100 Cr/(Cr + Al) = 12,22
CORONITES				17,4 < 100 Cr/(Cr + Al) < 23,6
CRISTAUX DE RECUIT	Fo 89,6-90,5	Bronzites et enstatites avec 1,9 à 3,7 % d'Al ₂ O ₃ CaO < 0,4 % et T < 900°C	Diopside avec Jd < 0,5% CaTs < 3,1% T < 800°C	8,5 < 100 Cr/(Cr + Al) < 17,1

TABEAU n° 45 - Caractéristiques chimiques des différents types d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle analysés à la microsonde dans les métalherzolites à spinelle de Chagnon.

Les différents types de minéraux analysés dans les lherzolites à spinelle de Chagnon présentent quelques originalités par rapport à ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles. Les compositions des reliques d'opx sont plus proches de celles d'une enstatite et contiennent moins de 4,1 % d'Al₂O₃. De plus les différents types de spinelle offrent des rapports 100 Cr/(Cr + Al) plus étendus.

Les températures obtenues pour les opx les plus calciques sont voisines ou supérieures à 1300°C. Les valeurs estimées pour les autres compositions d'opx sont inférieures à 1100°C. Les moins calciques et les moins alumineux offrent des températures inférieures à 800°C à l'image des lherzolites du Bois des Feuilles.

Les exsolutions de diopside peu alumineux ont du s'exprimer dans les cristaux d'opx à des T < 1100°C, températures obtenues à l'aide de la plupart des compositions d'opx. En revanche les valeurs minimales sont plus délicates à obtenir car la lamelle d'exsolution analysée offre des températures inférieures à 800°C. Ces valeurs peuvent être attribuées au recuit partiel qui affecte les reliques de pyroxènes qui offrent les mêmes conditions thermiques.

II LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

I-1 Les olivines

Rappel des différents types

Dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon les différents types de cristaux d'olivine rencontrés sont:

- * en inclusions dans des porphyroclastes d'opx ou de spinelle;
- * en amas polycristallins à pyroxènes et spinelles;
- * en porphyroclastes;
- * en fins cristaux de recuit constituant la matrice.

Seuls des porphyroclastes ont été analysés.

Composition des porphyroclastes

Les cristaux analysés contiennent entre 89,6 et 90,2 % de Fo. Ces valeurs correspondent à celles des porphyroclastes et des cristaux de recuit d'olivine des lherzolites à spinelle (p. 154). La composition moyenne de ces olivines est donnée dans le tableau ci-dessous.

n = 8	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	NiO	Cr ₂ O ₃	Fo	Fa
X	40,71	0,01	9,77	48,96	0,12	0,01	0,01	0,02	0,01	0,29	0,01	89,93	10,07
σ	0,39	0,01	0,13	0,35	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02		

TABEAU n° 46 - Composition moyenne des porphyroclastes d'olivine analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon

II-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Les différents types d'opx rencontrés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon sont:

- * en inclusions dans des porphyroclastes de spinelle;
- * en amas polycristallins en association avec de l'olivine et du spinelle;
- * en porphyroclastes, seul type analysé;
- * en cristaux de recuit partiel des porphyroclastes.

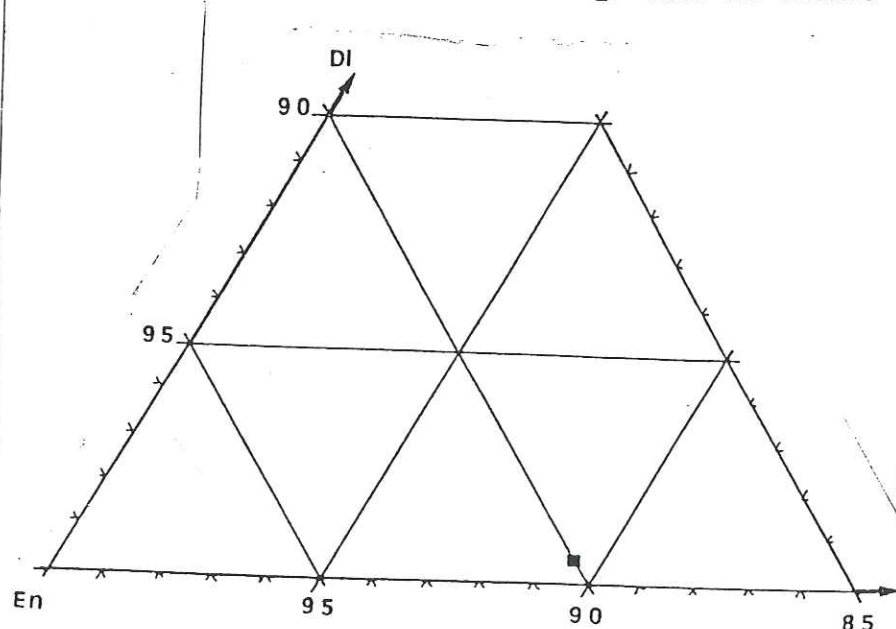
Composition d'un porphyroclaste

Le porphyroclaste analysé (TABLEAU n° 47) est une enstatite qui contient 2,1 % d'Al₂O₃. Cette analyse correspond aux compositions les moins alumineuses des opx du faciès à spinelle (p. 150). Par analogie de composition avec ces derniers, on peut admettre une température inférieure à 900°C. Aucune conclusion ne peut être tirée si ce n'est la présomption d'un rééquilibrage à basse température.

TYPE	Porphyroclaste
N° réf.	1
SiO ₂	55,98
Al ₂ O ₃	2,09
FeO	6,07
MgO	33,96
MnO	0,15
CaO	0,25
Na ₂ O	-
K ₂ O	0,03
TiO ₂	0,05
NiO	-
Cr ₂ O ₃	0,29
	98,87
Si	1,9587
Al ^{IV}	0,0492
Al ^{VI}	0,0366
Ti	0,0013
Cr	0,0079
Fe ³⁺	-
Fe ²⁺	0,1738
Mn	0,0044
Mg	1,7638
Ni	-
Ca	0,0093
Na	-
K	0,0013
	4,0013
Fe total	0,1812
Fm	9,31
Ur + Ac	0,13
Jd	-
MgTi	0,79
MgTs	3,50
Wo	0,46
En	86,05
Fs	9,06

TABLEAU n° 47 - Analyse effectuée sur un porphyroclaste d'opx.

Fig. 103 - Position de l'analyse du porphyroclaste dans le diagramme de Hess.



II-3 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les différents types de cristaux de cpx rencontrés sont:

- * en inclusions dans des porphyroclastes de spinelle ou de grenat;
- * en amas polycristallins en association étroite avec du grenat;
- * en porphyroclastes;
- * en fines lamelles d'exsolution dans les porphyroclastes d'opx;
- * en cristaux de recuit partiel des reliques de pyroxènes.

Seuls une petite inclusion dans un cristal de spinelle et un porphyroclaste ont été analysés (TABLEAU n° 48).

Compositions des types analysés

TYPE	Porphyroclaste	Inclusion dans porphy. de spi.
N° réf.	1	2
SiO ₂	53,50	43,15
Al ₂ O ₃	5,77	14,70
FeO	2,05	3,13
MgO	14,72	17,72
MnO	0,12	1,34
CaO	20,35	11,28
Na ₂ O	1,98	3,95
K ₂ O	0,03	0,37
TiO ₂	0,37	1,40
NiO	-	0,04
Cr ₂ O ₃	0,85	1,43
	99,74	98,51
Si	1,9306	1,5938
Al ^{IV}	0,0693	0,4062
Al ^{VI}	0,1761	0,2337
Ti	0,0100	0,0388
Cr	0,0242	0,0417
Fe ³⁺	0,0059	-
Fe ²⁺	0,0618	0,0966
Mn	0,0036	0,0419
Mg	0,7917	0,9755
Ni	-	0,0011
Ca	0,7868	0,4464
Na	0,1385	0,2828
K	0,0013	0,0174
	3,9998	4,1759
Fe total	0,0713	0,1385
Fm	8,26	12,43
Ur + Ac	3,02	3,54
Jd	11,01	21,97
MgTi	1,00	3,29
CaTs	5,81	12,91
Wo	36,10	10,86
En	39,75	41,51
Fs	3,28	5,88

TABLEAU n° 48 - Analyses effectuées sur une inclusion de cpx dans un cristal de spinelle et un porphyroclaste.
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

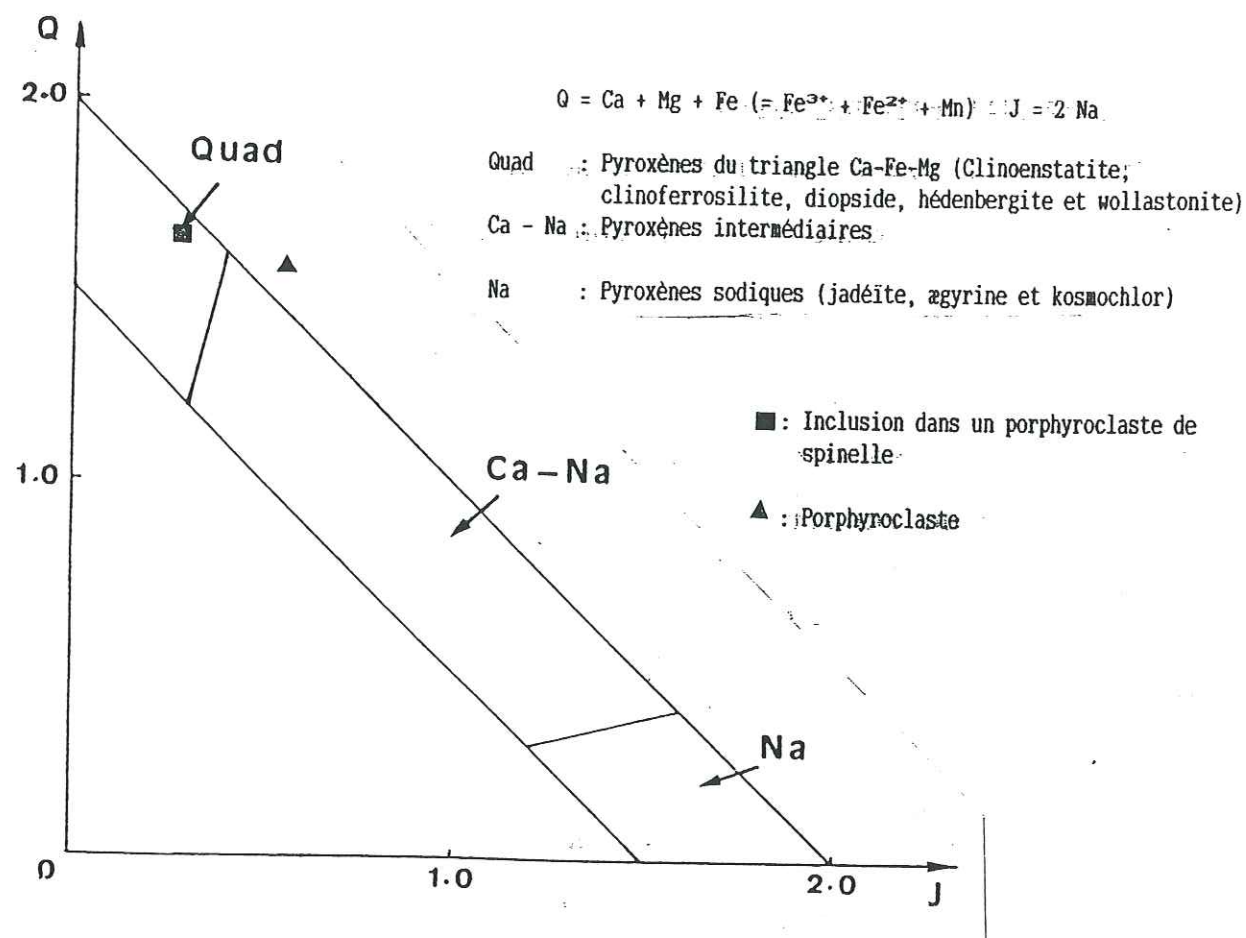
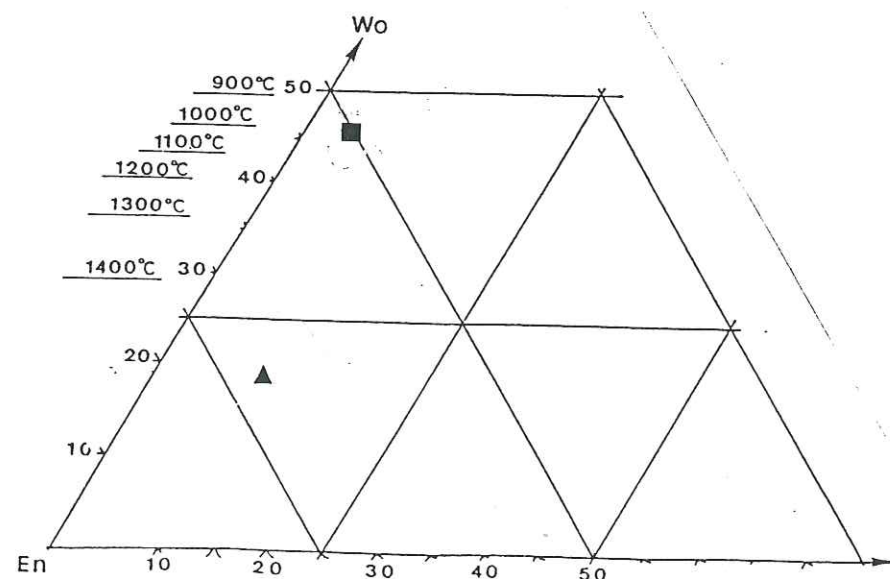


Fig. 104 - Diagramme Q - J de MORIMOTO [1988] appliqué aux deux types de cpx analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

Fig. 105 - Position des deux analyses dans le diagramme de Hess.



La petite inclusion est une augite (fig. 105) très riche en Jd (21,97 %), en CaTs (12,91 %) et en enstatite (41,51 %). Ces valeurs inhabituelles témoignent de conditions PT très élevées. La position de cette inclusion dans le diagramme de Hess (fig. 105) implique des températures supérieures à 1400°C. La pression sans doute très forte ne peut-être estimée car cette analyse sort du cadre du diagramme de GASPARIK [1983] et la teneur en Jd fausserait le résultat.

L'analyse effectuée sur un porphyroclaste correspond à un diopside alumineux, de composition très voisine des cpx déjà rencontrés. Il contient 11 % de Jd et 5,81 % de CaTs. La température est voisine de 1000°C (fig. 100). Le diagramme de GASPARIK ne peut-être utilisé en raison de la teneur non négligeable en Jd.

Il est évidemment hasardeux de tirer des conclusions à partir d'une seule analyse, d'une inclusion de petite taille de surcroît. Il a paru néanmoins intéressant de la signaler, car si elle est correcte, cette analyse pose le problème de la coexistence d'un spinelle avec un cpx jadéitique sans doute de H.P. Faudrait-il admettre la stabilité du spinelle à H.T. et H.P. sous certaines conditions ?

II-4 Les grenats

Rappel des différents types

Les grenats particulièrement abondants dans ce type de roche se rencontrent :

- * en de nombreux porphyroclastes dont l'origine peut être très variée en raison de la mylonitisation extrême affectant les rubans pyroxénolitiques, les coronites, etc ...;

- * en amas polycristallins en association étroite avec du cpx;

- * en coronites autour de cristaux de spinelle;

- * en cristaux de recuit partiel des porphyroclastes.

Les analyses ont porté uniquement sur des porphyroclastes (TABLEAU n° 50).

Composition des porphyroclastes

Les analyses se regroupent en deux populations de compositions distinctes, mettant ainsi en évidence le caractère composite de l'origine des ces cristaux.

Le premier groupe correspond à des grenats qui contiennent 68,3 à 71,2 % de Py, 15,7 à 17,5 % d'Alm, 7,4 à 9,8 % de Gr et 0,4 à 3,3 % d'Ou (analyses 1 à 4, TABLEAU n° 49). Ces cristaux tombent dans le champ des porphyroclastes poecilitiques des dunites du Bois des Feuilles (fig. 106).

Le second groupe correspond à l'analyse n° 5 (TABLEAU n° 49) qui contient 64,11 % de Py, 18,5 % d'Alm, 16,02 % de Gr et 0,55 % d'Ou. Cette composition est beaucoup plus calcique que dans les péridotites à grenat précédentes.

Le premier ensemble pourrait regrouper des fragments d'anciens porphyroclastes poecilitiques identiques à ceux du Bois des Feuilles. Ces anciens cristaux ont pu être broyés et leurs inclusions d'olivine dispersées par la mylonitisation. Cependant il pourrait s'agir aussi

TYPE	Porphyroclastes				
N° réf.	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,07	40,51	42,07	41,97	41,46
Al ₂ O ₃	23,68	24,47	23,53	23,60	24,14
FeO	9,52	8,97	9,51	8,89	9,45
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
MgO	19,99	20,21	19,81	19,47	18,10
MnO	0,34	0,36	0,51	0,54	0,08
CaO	5,09	4,91	4,84	5,23	6,77
Na ₂ O	-	0,03	-	0,01	-
K ₂ O	-	0,02	0,01	-	0,05
TiO ₂	0,15	0,13	0,12	0,05	0,10
NiO	0,02	0,04	-	-	0,09
Cr ₂ O ₃	0,58	0,18	0,63	1,18	0,20
	100,44	99,83	101,03	100,94	100,44
Si	5,8521	5,7887	5,9473	5,9369	5,9126
Al ^{IV}	0,1479	0,2112	0,0527	0,0630	0,0873
Al ^{VI}	3,8288	3,9099	3,8677	3,8715	3,9700
Ti	0,0160	0,0139	0,0127	0,0053	0,0107
Cr	0,0653	0,0203	0,0704	0,1319	0,0225
Fe ³⁺	0,1450	0,1219	0,0716	0,0040	0,0171
Fe ²⁺	0,9894	0,9499	1,0526	1,0475	1,1098
Mn	0,0410	0,0435	0,0610	0,0647	0,0096
Mg	4,2455	4,3045	4,1741	4,1051	3,8473
Ni	0,0022	0,0045	-	-	0,0103
Ca	0,7770	0,7517	0,733	0,7926	1,0344
Na	-	0,0083	-	0,0027	-
K	-	0,0036	0,0018	-	0,0089
	16,1102	16,1319	16,0449	16,0252	16,0405
Fe total	1,1344	1,0718	1,1242	1,0515	1,1269
Fm	21,08	19,93	21,21	20,39	22,65
Py	70,14	71,16	69,33	68,31	64,11
Alm	16,35	15,71	17,49	17,43	18,50
Sp	0,68	0,72	1,02	1,08	0,16
Gr	7,46	8,78	8,38	9,73	16,02
An	3,84	3,18	2,07	0,23	0,68
Ou	1,56	0,48	1,73	3,24	0,55

TABLEAU n° 49 - Analyses effectuées sur des porphyroclastes de grenat des metainzolithes à spinelle et grenat de Chagnon.

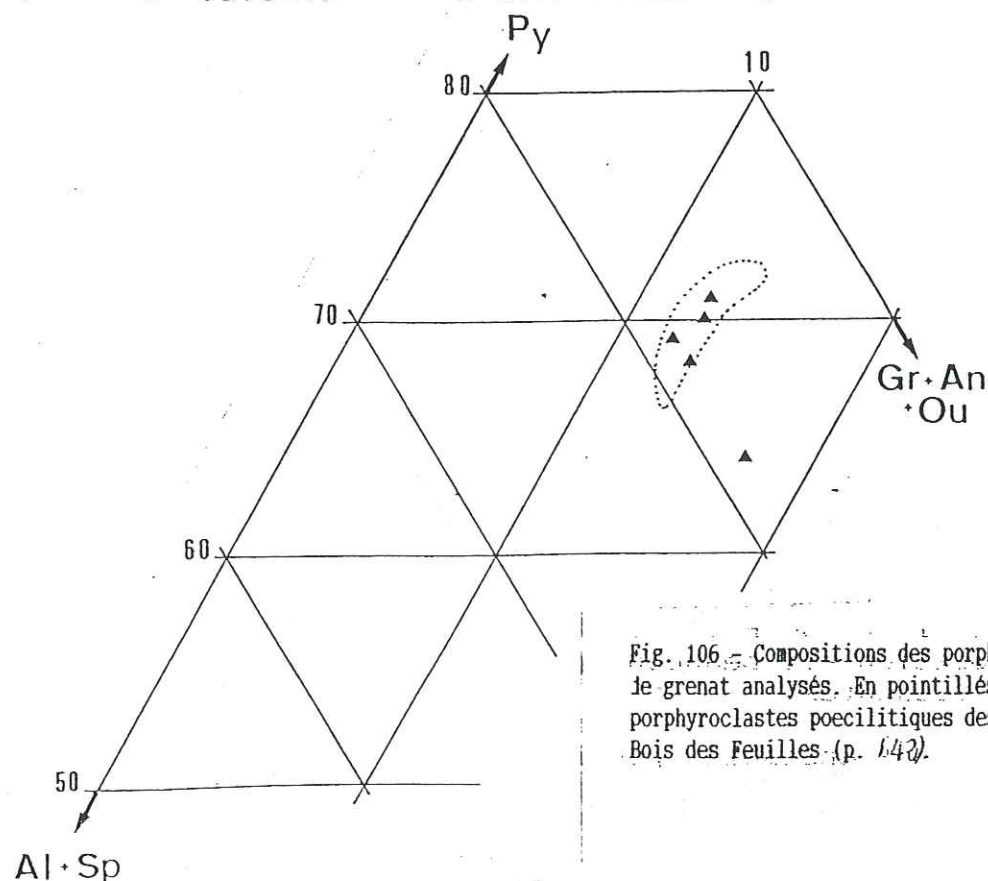


Fig. 106. - Compositions des porphyroclastes de grenat analysés. En pointillés: champs des porphyroclastes poecilites des dunités du Bois des Feuilles (p. 142).

de fragments de coronites légèrement plus riches en Py que celles des lherzolites à spinelle et grenat et des dunités du Bois des Feuilles (p. 150 et 154).

Le grenat riche en Gr a probablement une origine encore différente. Peut-être est-il issu de l'étirement intense d'un ruban pyroxénolitique ? De telles analyses relativement riches en Gr ont été notées dans les rubans pyroxénolitiques (p. 176).

II-5 Les spinelles

Rappel des différents types

Les spinelles également très nombreux se présentent:

- * en inclusions dans des porphyroclastes d'olivine;
- * en amas polycristallins en associations avec des cristaux d'opx, de cpx et d'olivine;
- * en porphyroclastes à coronites de grenat ou sans coronite peut être en raison d'une dissociation au cours de la mylonitisation;
- * en exsolutions dans certains porphyroclastes de cpx;

Seuls une inclusion dans un cristal d'olivine et des porphyroclastes dépourvus de coronite de grenat ont fait l'objet d'analyses (TABLEAU n° 50).

Compositions des types analysés

L'inclusion analysée dans un cristal d'olivine a un rapport 100 Cr/(Cr + Al) compris entre 30,1 et 32,6.

Les porphyroclastes analysés ont un rapport 100 Cr/(Cr + Al) qui varie entre 15,3 et 31,3. Ils tombent dans le champ des cristaux à coronites de grenat des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles. Dans le détail cet ensemble se subdivise en trois sous-groupes de rapport 100 Cr/(Cr + Al) croissant (fig. 107) et le TABLEAU n° 50 donne un exemple de chacun de ces sous-groupes:

- le sous-groupe avec 100 Cr/(Cr + Al) \approx 16 se rapproche des cristaux les moins chromifères des lherzolites à spinelle de Chagnon;
- le sous-groupe avec 100 Cr/(Cr + Al) \approx 27 a une position intermédiaire;
- le sous-groupe avec 100 Cr/(Cr + Al) \approx 31 se rapproche de l'inclusion précédente.

Ces différences peuvent refléter une évolution dominée par des échanges avec d'anciennes coronites de grenat dissociées du spinelle par la mylonitisation ou bien des origines diverses. La première interprétation est étayée par l'analogie de l'évolution chimique observée avec celle des spinelles à coronites de grenat étudiés précédemment. Inversement le rapprochement des termes les plus chromifères avec l'inclusion précédente et des termes les plus alumineux avec les spinelles des lherzolites à spinelle serait plutôt en faveur de la seconde interprétation. Les observations effectuées ne permettent pas de choisir l'une ou l'autre de ces hypothèses.

TYPE	Inclusion dans un porphy. d'olivine		Porphyroclastes		
N° réf.	1	2	5	7	9
SiO ₂	-	-	-	0,02	-
Al ₂ O ₃	40,50	42,41	54,14	40,38	43,56
FeO	15,09	14,52	11,86	15,03	15,07
Fe ₂ O ₃	0,02	-	-	0,65	0,22
MgO	15,31	15,85	18,65	15,05	15,56
MnO	0,26	0,05	-	0,24	0,18
CaO	-	0,06	0,01	-	0,01
Na ₂ O	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	0,01
TiO ₂	0,16	0,20	0,10	0,22	0,46
NiO	-	0,13	0,20	0,10	0,17
Cr ₂ O ₃	29,20	27,25	14,59	27,42	25,19
	100,54	100,47	99,55	99,11	100,13
Si	-	-	-	0,0045	-
Al	10,7451	11,1405	13,5174	10,8550	11,4505
Ti	0,0270	0,0335	0,0159	0,0377	0,0268
Cr	5,1970	4,8020	2,4437	4,9448	4,4420
Fe ³⁺	0,0306	0,0214	0,0245	0,1587	0,0853
Fe ²⁺	2,8134	2,6849	2,0765	2,2196	2,7624
Mn	0,0495	0,0094	-	0,0463	0,0340
Mg	5,1369	5,2655	5,8888	5,1165	5,1727
Ni	-	0,0233	0,0340	0,0183	0,0304
Ca	-	0,0143	0,0022	-	0,0023
Na	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	0,0028
	23,9995	23,9948	24,0030	24,0014	24,0092
Fe total	2,8440	2,7063	2,1010	2,9783	2,8477
Fm	35,63	33,94	26,29	36,79	35,50
Spin. Fe.	35,16	33,73	26,06	35,32	34,66
Spin. Mg.	64,21	66,15	73,93	64,09	64,90
Galaxite	0,63	0,12	0,01	0,59	0,44
Ulvospin.	0,36	0,34	0,25	1,22	0,70
Spin. Al.	67,15	69,63	84,47	67,85	71,54
Chro.s.l.	32,49	30,03	15,28	30,93	27,76
Mg*	64,61	66,22	73,93	64,47	65,18
Cr*	32,59	30,12	15,31	31,29	27,95

TABLEAU n° 50 - Analyses sélectionnées d'une inclusion de spinelle dans un cristal d'olivine et de porphyroclastes.

[Pour les calculs voir ANNEXE n°2]

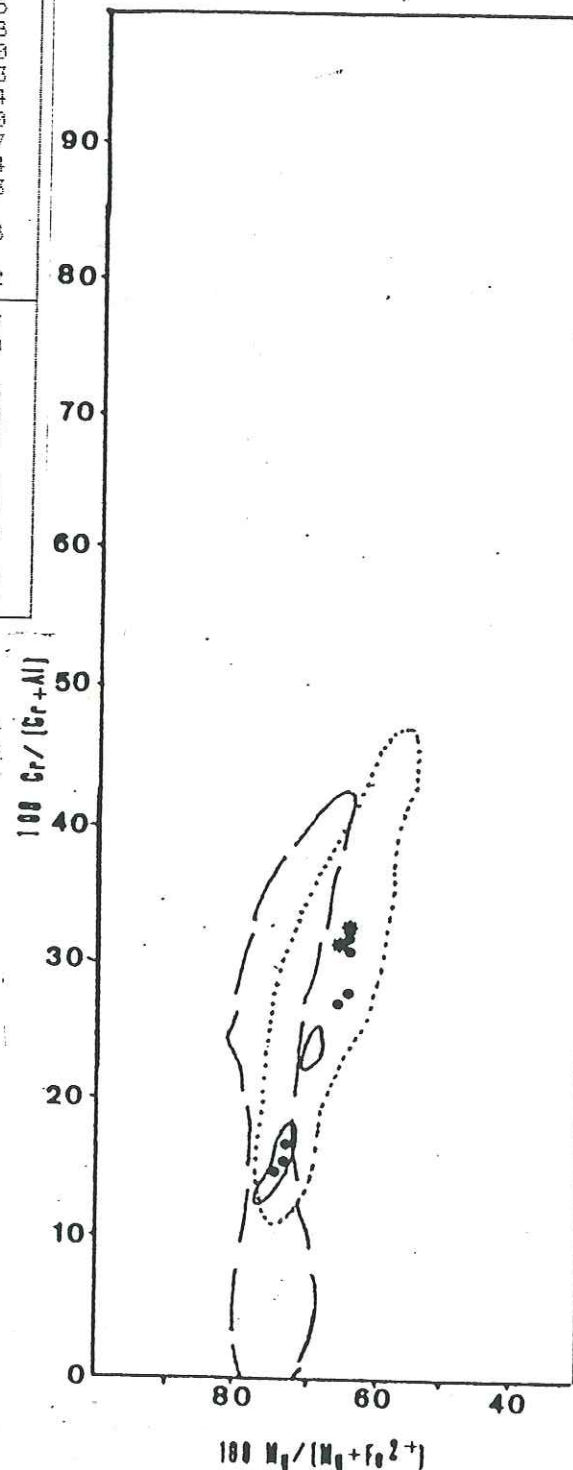


Fig. 107 - Comparaison des cristaux de spinelle analysés avec ceux des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles (zone limitée par des pointillés), des lherzolites à spinelle de Chagnon (ligne continue) et des massifs sous-continentaux (en tirets).

*: Inclusion dans un cristal d'olivine

•: Porphyroclastes sans coronite de grenat

II-6 Conclusion

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	GRENAT	SPINELLE
INCLUSIONS			Dans Cx. de spinelle Augite avec 21,97 % de Jd 12,91 % de CaTs 41,51 % d'En T > 1400 °C		Dans Cx. d'olivine 30,1 < 100 Cr/(Cr + Al) < 32,6
PORPHYRO-CLASTES	89,6 à 90,2 % de forstérite	Enstatite avec Al ₂ O ₃ = 2,1 % T ≤ 900 °C	Diopside avec 11 % de Jd 5,81 % de CaTs T ≈ 1000 °C	Deux groupes: * Py _{69,3-71,2} Alm _{15,7-17,5} Gr _{7,4-9,8} Ou _{0,4-3,3} * Py _{64,11} , Alm _{18,5} Gr _{16,02} et Ou _{0,55}	Trois groupes: - 100Cr/(Cr+Al) ≈ 16 - 100Cr/(Cr+Al) ≈ 27 - 100Cr/(Cr+Al) ≈ 31

TABLEAU n° 51 - Caractéristiques chimiques des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

Les quelques analyses effectuées sur les principales phases des lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon confirment les origines variées des cristaux de cpx, de grenat et de spinelle, ce que laisse suggérer leur dispersion consécutive à la mylonitisation. Cette diversité est étayée par des différences notables de compositions, dont certaines sont nouvelles par rapport à celles relevées dans les matériaux étudiés précédemment. C'est le cas d'une inclusion d'augite riche en Jd et d'un grenat riche en Gr. Même si ces observations ne permettent pas d'identifier avec certitude l'origine de ces cristaux, elles laissent présager des conditions PT très élevées. Une fois de plus la coexistence du spinelle avec une phase de H.P. (cpx riche en Jd ou grenat) est à envisager à H.T. sous certaines conditions.

III LES PYROXENOLITES

III-1 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Dans les pyroxénolites de Chagnon les orthopyroxènes, surtout concentrés en bordure des rubans sont:

* en porphyroclastes déformés, étirés, flexurés, renfermant des exsolutions de cpx;

* en cristaux peu déformés et contenant très peu d'exsolutions - seul type analysé;

* en cristaux de recuit partiel des reliques précédentes.

Composition d'un cristal de bordure peu déformé

TYPE	Cristal de bordure de ruban			
N° réf.	1	2	3	4
SiO ₂	56,37	55,78	54,98	55,85
Al ₂ O ₃	3,24	3,17	3,58	3,22
FeO	6,02	6,46	6,12	6,11
MgO	32,46	33,30	31,84	33,40
MnO	0,06	0,09	0,13	0,07
CaO	1,80	0,29	1,88	0,34
Na ₂ O	-	-	0,09	-
K ₂ O	-	-	-	-
TiO ₂	0,16	0,13	0,31	0,13
NiO	0,02	0,09	0,04	0,17
Cr ₂ O ₃	0,33	0,32	0,26	0,27
	100,46	99,63	99,13	99,56
Si	1,9380	1,9319	1,9208	1,9329
Al ^{IV}	0,0620	0,0680	0,0792	0,0671
Al ^{VI}	0,0692	0,0613	0,0682	0,0642
Ti	0,0041	0,0033	0,0055	0,0033
Cr	0,0089	0,0087	0,0071	0,0073
Fe ³⁺	0,0128	0,0048	0,0012	0,0061
Fe ²⁺	0,1730	0,1871	0,1788	0,1768
Mn	0,0017	0,0026	0,0038	0,0020
Mg	1,6634	1,7190	1,6580	1,7229
Ni	0,0005	0,0025	0,0011	0,0047
Ca	0,0663	0,0107	0,0703	0,0126
Na	-	-	0,0060	-
K	-	-	-	-
	3,9999	3,9999	4,0000	3,9999
Fe total	0,1875	0,1945	0,1838	0,1849
Fm	10,13	10,16	9,97	9,69
Ur + Ac	-	-	0,60	-
Jd	-	-	-	-
MgTi	2,61	1,69	0,78	1,68
MgTs	4,03	4,81	6,59	4,93
Wo	3,36	0,53	3,51	0,63
En	81,11	83,40	79,36	83,74
Fs	8,86	9,54	9,14	9,00

TABLEAU n° 52 - Analyses effectuées sur un cristal d'opx de bordure d'un ruban pyroxénolitique associé aux lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

Les analyses effectuées sur un cristal d'opx peu déformé en bordure d'un ruban pyroxénolitique montrent qu'il s'agit d'une enstatite proche d'une bronzite (fig. 108). Il contient 3,2 à 3,6 % d'Al₂O₃ et surtout 0,2 à 1,9 % de CaO. Ces teneurs exceptionnelles en CaO conduisent à envisager des températures comprises entre 1000 et plus de 1400°C en appliquant le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] (fig. 109). Dans le faciès à grenat, la solubilité de l'alumine dans les opx dépend à la fois de T et de P (fig. 111). De ce fait les diagrammes de phases qui utilisent cette solubilité ne permettent pas une estimation directe des conditions P/T. Mais si l'on considère les températures données précédemment et les faibles variations d'Al₂O₃ dans le cristal considéré, l'intervalle de pression est compris entre 25 et plus de 40 Kb (fig. 109).

Conclusion

La composition de ce pyroxène témoigne de conditions PT comprises entre 1450 °C et plus de 40 Kb et un réajustement vers 1000°C pour 25 Kb. Ces estimations rappellent celles qui sont proposées pour les mégacristaux rencontrés dans les kimberlites (p. 46 et 47).

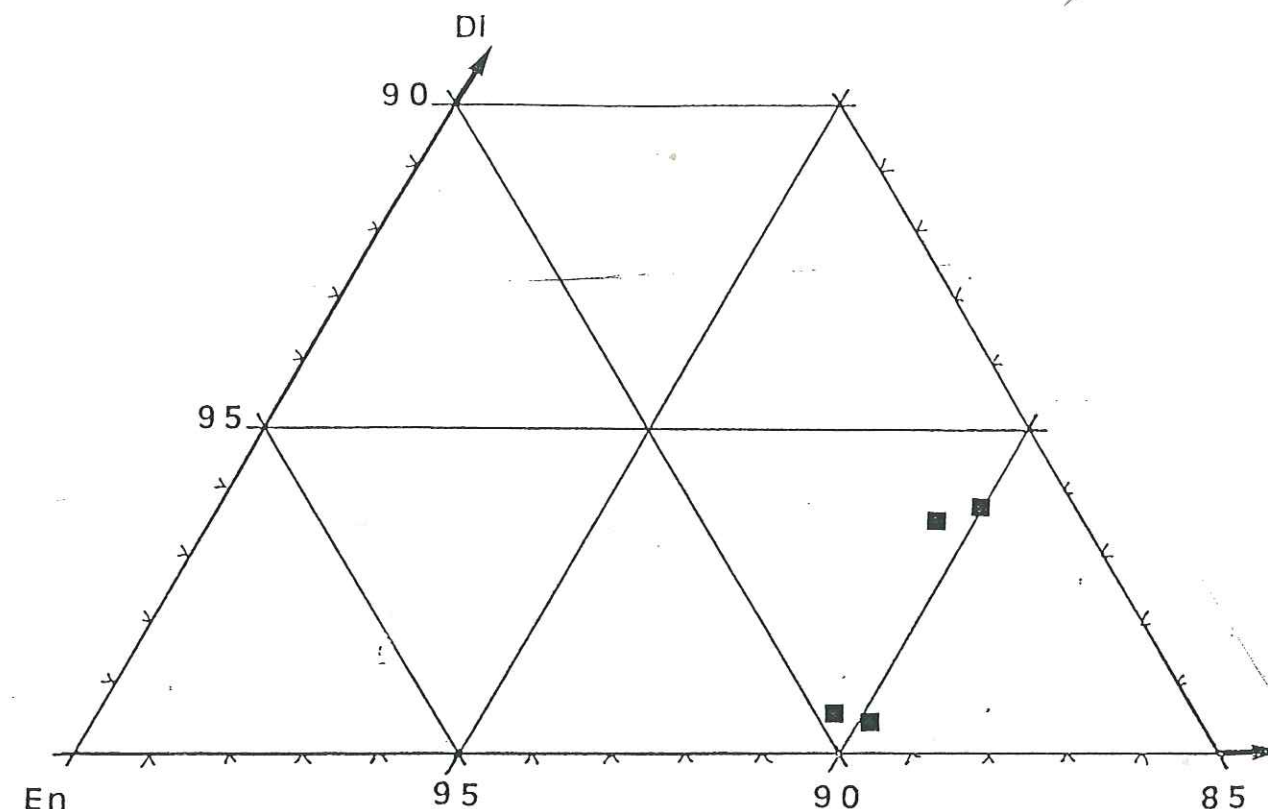


Fig. 108 - Projection des analyses effectuées sur un cristal d'opx de bordure d'un ruban pyroxénolitique associé aux lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

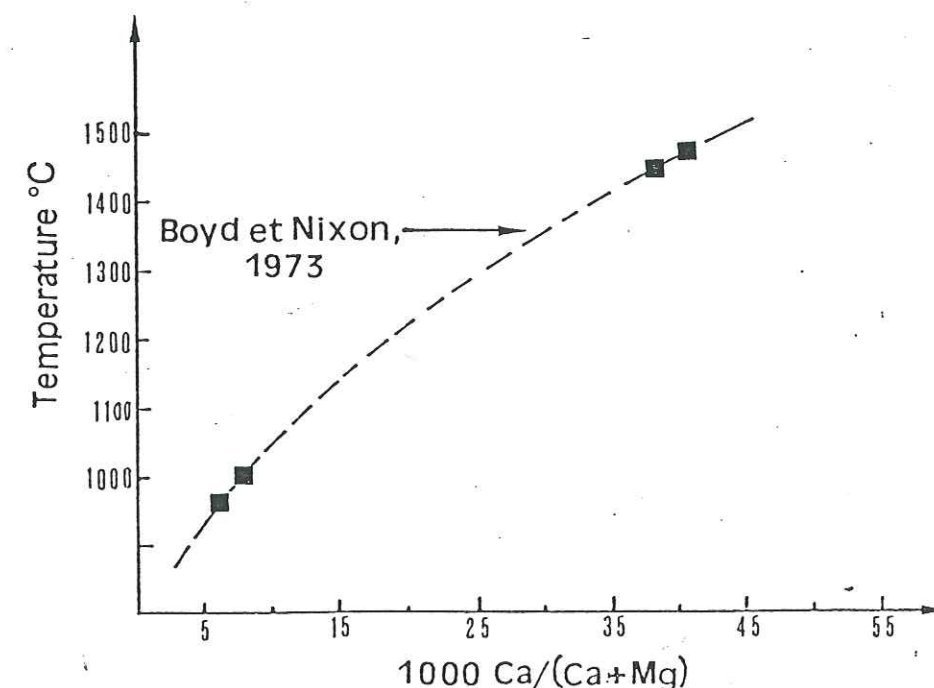


Fig. 109 - Application du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] aux analyses effectuées sur un cristal d'enstatite très calcique en bordure d'un ruban pyroxénolitique de Chagnon.

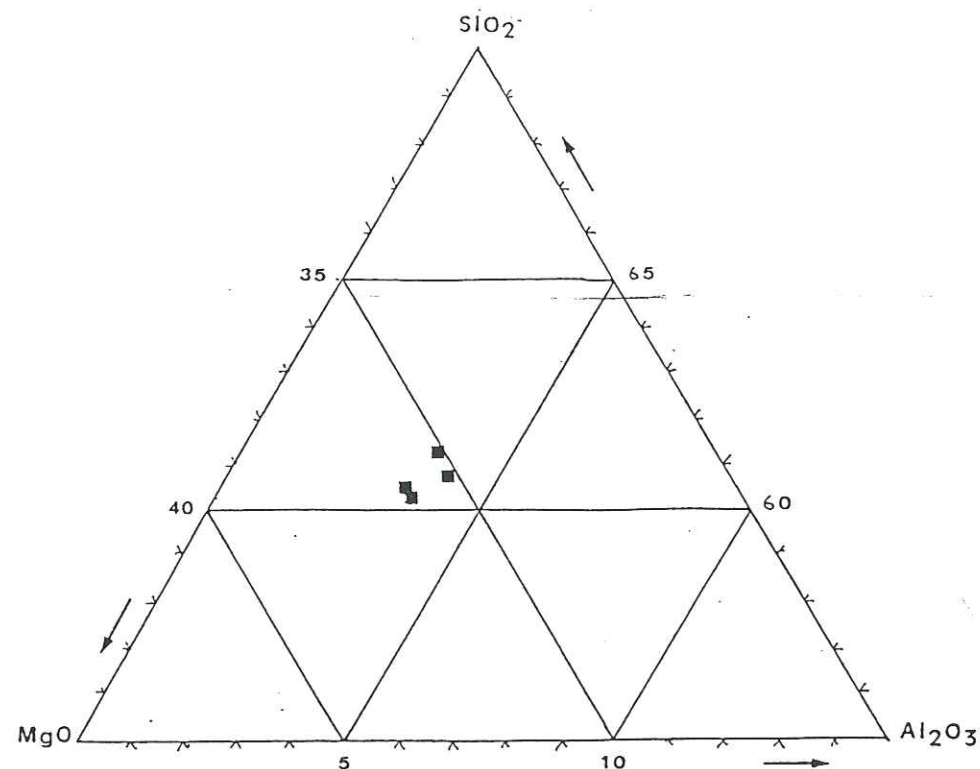


Fig. 110 - Variations en SiO₂, Al₂O₃ et MgO du cristal d'opx analysé.

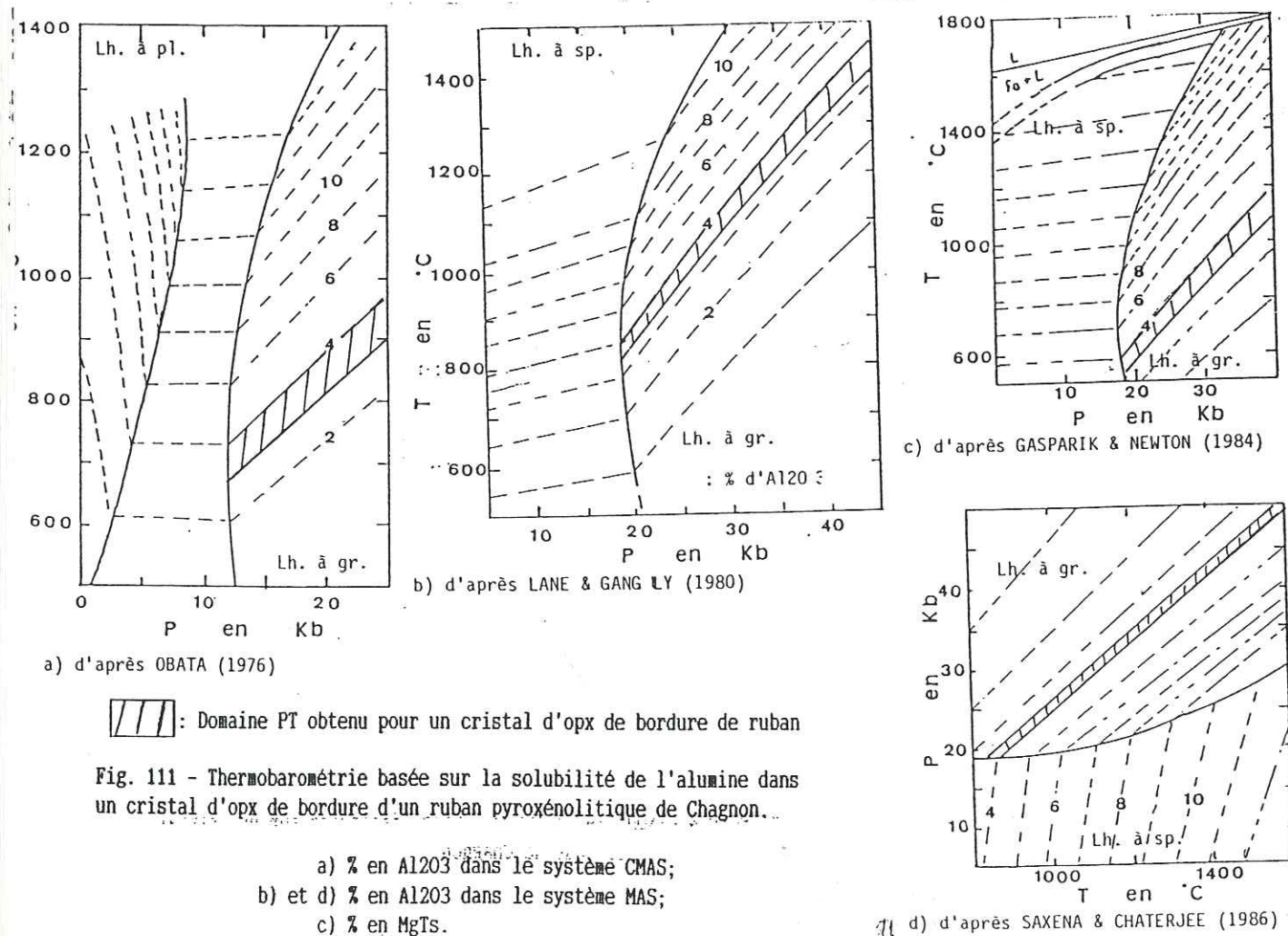


Fig. 111 - Thermobarométrie basée sur la solubilité de l'alumine dans un cristal d'opx de bordure d'un ruban pyroxénolitique de Chagnon.

- a) % en Al₂O₃ dans le système CMAS;
b) et d) % en Al₂O₃ dans le système MAS;
c) % en MgTs.

III-2 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les cristaux de clinopyroxène particulièrement abondants (p. 76 à 83) sont:

- * en inclusions dans les cristaux de grenat;
- * en grandes plages dans des lentilles de clinopyroxénolites à grenat (fig. 46 et 47, p. 91) ou des rubans pyroxénolitiques non zonés;
- * en porphyroclastes dans les rubans zonés;
- * en exsolutions dans les porphyroclastes déformés d'opx;
- * en cristaux de recuit constituant la matrice des rubans zonés.

Compositions des différents types analysés

TYPE	A		B		C	D
N° réf.	6	8	4	13	19	3
SiO ₂	52,87	53,07	49,98	53,37	52,30	52,92
Al ₂ O ₃	5,76	5,91	15,16	5,23	5,80	6,63
FeO	2,30	2,21	1,43	2,32	1,88	2,73
MgO	15,86	14,81	9,20	16,54	15,50	13,65
MnO	0,15	0,01	0,03	0,14	0,16	0,08
CaO	20,60	21,18	16,77	19,82	21,28	20,31
Na ₂ O	1,43	1,82	4,45	1,50	1,39	2,43
K ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,03	-	0,03
TiO ₂	0,53	0,58	1,21	0,56	0,67	0,61
NiO	0,06	0,01	0,06	0,02	0,12	0,07
Cr ₂ O ₃	0,14	0,20	0,50	0,10	0,01	0,02
	99,74	99,81	98,81	99,63	99,11	99,48
Si	1,9097	1,9170	1,8016	1,9245	1,9026	1,9198
Al ^{IV}	0,0902	0,0829	0,1984	0,0755	0,0973	0,0801
Al ^{VI}	0,1550	0,1687	0,4456	0,1467	0,1513	0,2033
Ti	0,0143	0,0157	0,0328	0,0151	0,0183	0,0166
Cr	0,0039	0,0057	0,0142	0,0028	0,0002	0,0005
Fe ³⁺	-	-	0,0080	-	-	-
Fe ²⁺	0,0694	0,0667	0,0431	0,0699	0,0571	0,0828
Mn	0,0045	0,0003	0,0009	0,0042	0,0049	0,0024
Mg	0,8538	0,7973	0,4942	0,8890	0,8404	0,7380
Ni	0,0017	0,0002	0,0017	0,0005	0,0035	0,0020
Ca	0,7972	0,3197	0,6476	0,7657	0,8294	0,7894
Na	0,1001	0,1274	0,3110	0,1048	0,0980	0,1709
K	0,0018	0,0004	0,0009	0,0013	-	0,0013
	4,0016	4,0020	4,0000	4,0000	4,0030	4,0071
Fe total	0,0739	0,0670	0,0520	0,0741	0,0620	0,0852
Fm	7,96	7,75	9,52	7,69	6,87	10,34
Ur + Ac	0,38	0,56	2,23	0,27	0,01	0,04
Jd	9,78	12,13	29,13	10,32	9,74	17,04
MgTi	1,42	1,56	3,29	1,50	1,82	1,64
CaTs	5,91	4,89	14,51	4,43	5,69	3,89
Wo	36,10	37,66	23,65	35,29	37,57	36,40
En	42,68	39,78	24,93	44,45	42,05	36,72
Fs	3,68	3,34	2,21	3,70	3,08	4,22

TABLEAU n° 53 - Analyses sélectionnées de divers types de cristaux de cpx qui constituent les rubans et lentilles pyroxénolitiques de Chagnon: A - grandes plages dans une lentille de clinopyroxénolite à grenat; B - Inclusions dans des cristaux de grenat; C - Grands cristaux d'un ruban non zoné et D - Cristaux de recuit.

(*) Type ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

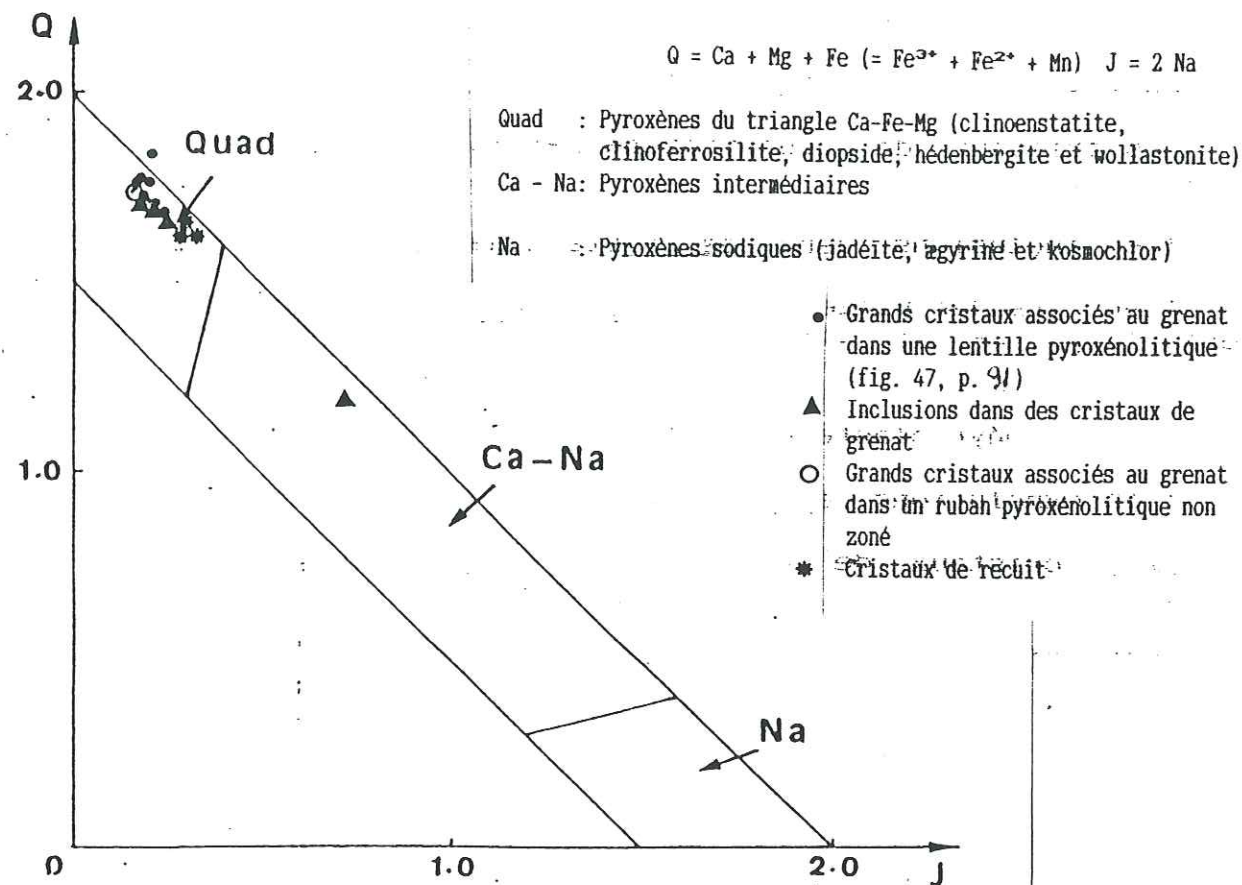


Fig. 112 - Application du diagramme Q - J de MORIMOTO [1988] aux différents types de cristaux de cpx analysés dans des rubans pyroxénolitiques de Chagnon.

Fig. 113 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess. Pour les symboles, voir fig. 112

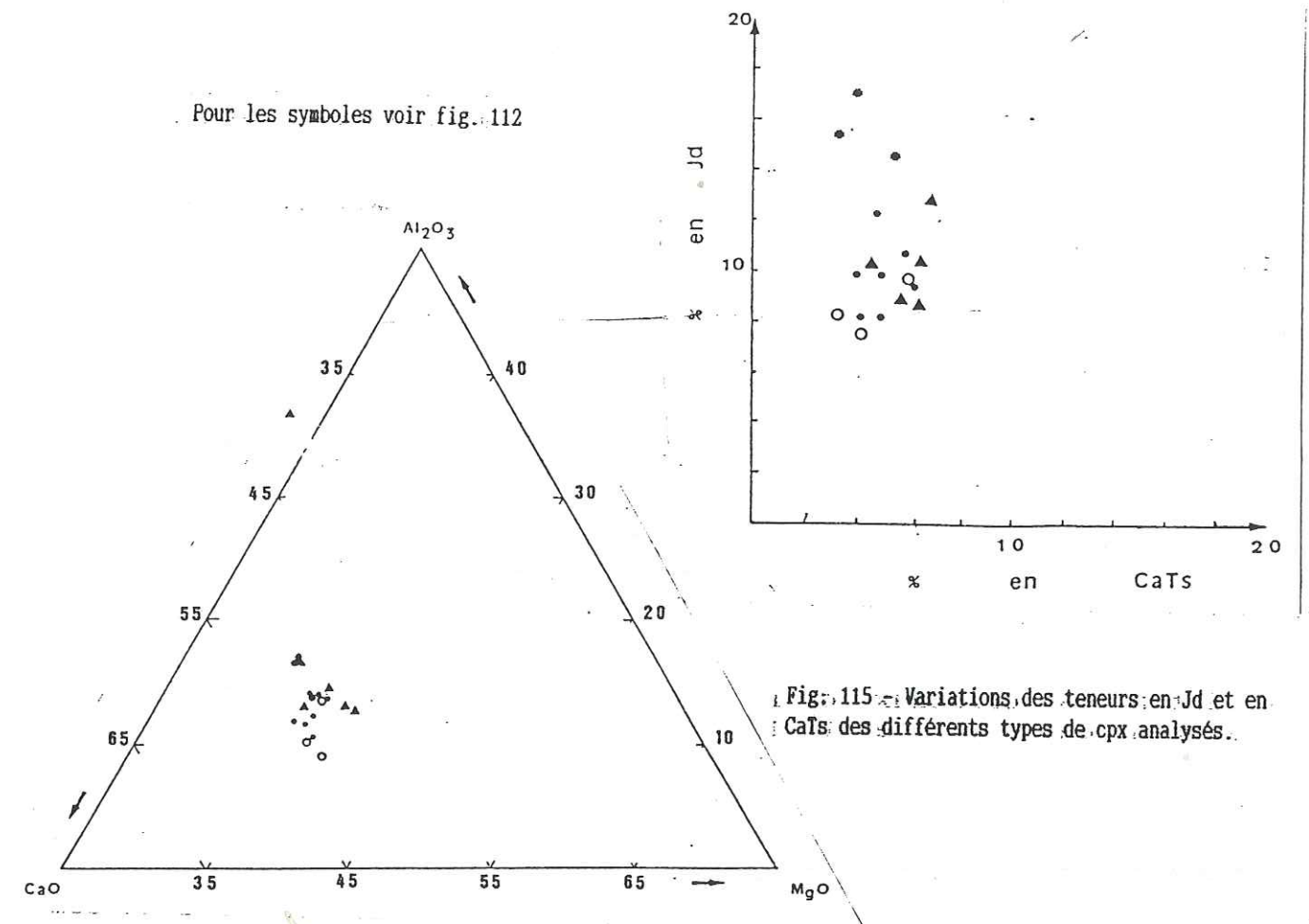
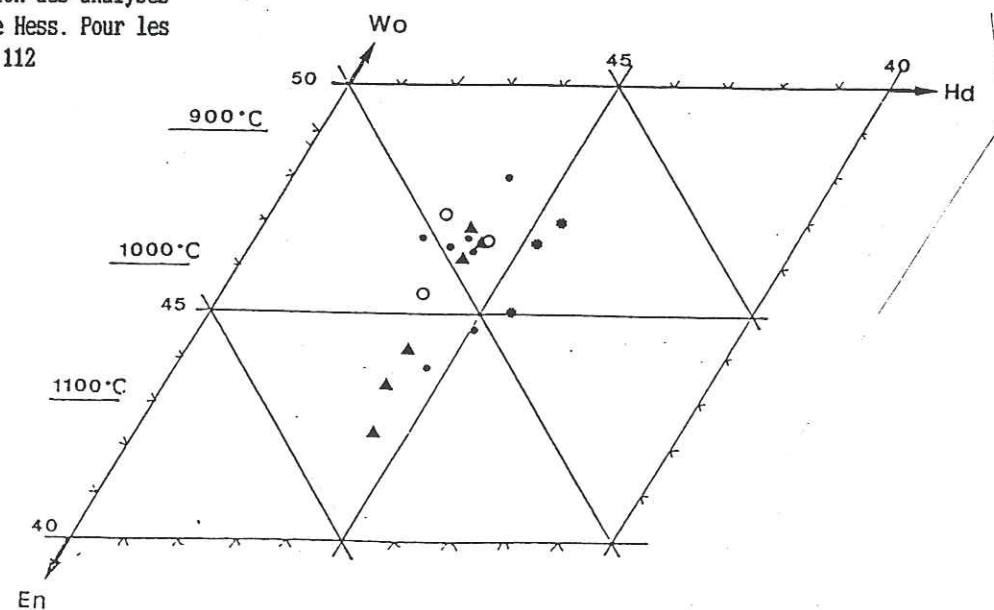


Fig. 114 - Variations en MgO, Al₂O₃ et CaO dans les cpx analysés dans les rubans pyroxénolitiques de Chagnon.

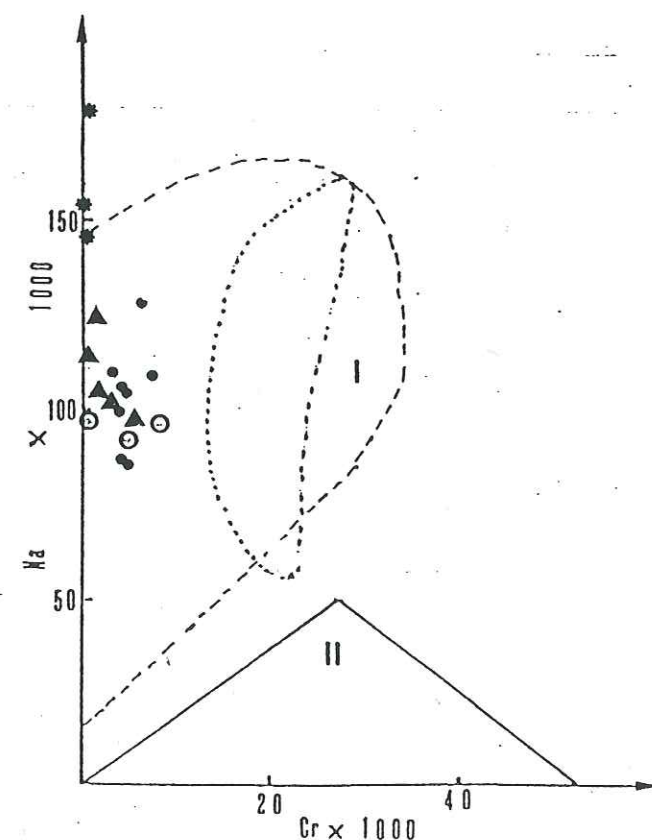


Fig. 116 - Différenciation des cpx des péridotites "sous-continentales" (I) et des péridotites "sous-océaniques" (II) d'après leurs rapports Na/Cr [KORNPBST et al., 1981], appliquée aux cpx analysés dans les pyroxénolites de Chagnon (en pointillés: lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles)

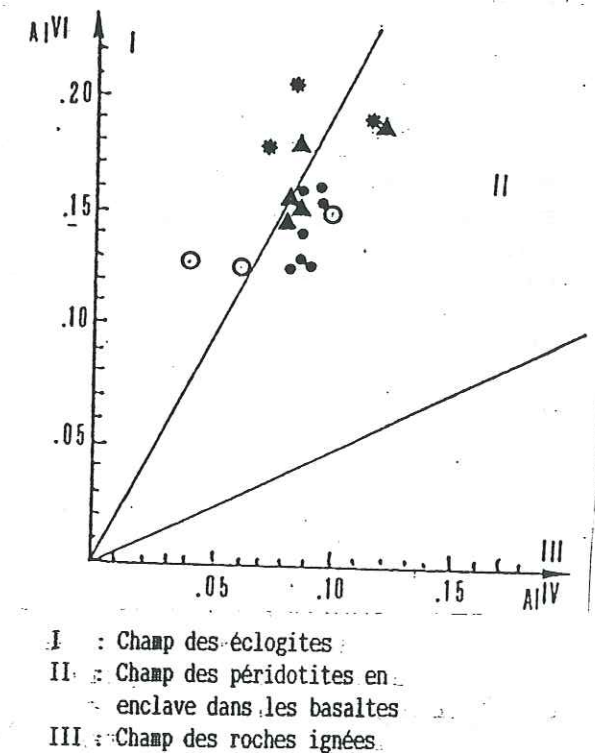


Fig. 117 - Différenciation des cpx à affinité écolitique, xénolitique (basaltes) ou ignée d'après leur rapport Al VI / Al IV d'après AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx analysés dans les pyroxénolites de Chagnon.

Les cristaux analysés dans une lentille clinopyroxénolitique sont en majorité des diopsides (fig. 113). Ils contiennent 8,1 à 12,4 % de Jd et 3,9 à 6 % de CaTs. Leurs compositions témoignent de températures comprises entre 900 et 1050°C environ.

Les cristaux de cpx en inclusions dans des grenats sont des augites ou des diopsides dont la majorité des teneurs en Jd et en CaTs varient respectivement entre 8,8 et 12,5 % et entre 3,1 et 3,7 %. Les températures correspondantes sont comprises entre 950 et 1120°C (fig. 113). Cependant l'une de ces inclusions se distingue par des valeurs nettement plus élevées en Jd (29,13 %) et en CaTs (14,51 %) (analyse n° 4, TABLEAU n° 53). Elle tombe dans le champ des pyroxènes riches en Ca et en Na (fig. 112). Ces valeurs rappellent l'inclusion analysée dans un grain de spinelle des lherzolites à spinelle et grenat (p. 151).

Les grands cristaux qui constituent les rubans non zonés sont des diopsides qui contiennent entre 7,5 et 9,8 % de Jd et entre 3,1 et 5,7 % de CaTs. Les températures correspondantes varient entre 950°C et 1000°C environ.

Enfin les cristaux de recuit sont aussi des diopsides mais qui contiennent entre 14,5 et 17,1 % de Jd et entre 3 et 5,2 % de CaTs.

Variations en MgO, CaO et FeO

Tous les types de cpx occupent des positions très voisines dans le diagramme de Hess et sont pour la plupart des diopsides (fig. 113). Le reste déborde sur le champ des augites. Cette homogénéité de composition peut être le reflet d'un réajustement entre 900 et 1000°C.

Variations en Al₂O₃

Parmi les constituants alumineux, la Jd varient nettement (fig. 115) puisque les valeurs sont comprises entre 7,5 et 29,13 %. Les valeurs extrêmes en Jd rappellent celles des cpx riches en Na₂O signalés dans les xénolites de type I et II des basaltes alcalins (p. 34 et 35) et des "griquaïtes" ou des grospydites dans les kimberlites (p. 36, NIXON [1987]). De ce fait une origine commune et profonde dans le manteau pourrait être envisagée pour les cpx riches en Jd. Ces variations importantes en Jd rendent délicate l'utilisation du diagramme de phase de GASPARIK [1983] pour déterminer les conditions PT.

Affinité géostructurale

Si les teneurs en Na des cpx analysés sont très variables, en revanche celles en Cr ne sont pas très élevées (fig. 116). De ce fait ils se rapprochent des cpx à affinité sous-continentale d'après le diagramme de KORNPROBST et al. [1981]. Enfin l'origine profonde est confirmée par le rapport Al VI / Al IV qui place les cpx analysés à la limite des champs des écolites (au sens de AOKI & SHIBA [1973]) et des xénolites des basaltes (fig. 117).

Conclusion

Les cpx analysés montrent des teneurs en Jd très élevées (>14 %) qui les rapprochent des cpx riches en Na₂O rencontrés dans des xénolites mantelliques. Ceci permet d'envisager la préexistence d'assemblages de H.P et H.T. Les autres constituants témoignent d'un réajustement entre 900 et 1050°C, les températures maximales étant voisines de 1120°C.

III-3 Les grenats

Rappel des différents types

Les cristaux de grenat très abondants sont:

* en cristaux de bordure d'une lentille* de clinopyroxénolite (fig. 47);

* en porphyroclastes* dans les rubans zonés;

* en grandes plages* poecilitiques à inclusions multiples de cpx dans les rubans non zonés (fig. 48);

* en rares baguettes d'exsolution* dans un cristal de cpx en inclusion dans une grande plage de grenat (fig. 48);

* et plus rarement en coronite* autour de grains de spinelle.

Composition des différents types

TYPE	A	B	C	D	E	F	G	H
N° réf.	12	2	7	9	13	18	15	4
SiO ₂	42,21	41,13	42,58	42,20	42,37	41,24	41,32	41,49
Al ₂ O ₃	24,30	23,62	24,18	24,40	24,28	24,18	23,56	22,98
FeO	9,50	14,53	9,01	9,55	8,17	9,15	13,00	10,18
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	19,30	13,52	19,28	16,66	20,22	19,84	16,94	17,73
MnO	0,48	0,26	0,29	0,24	0,38	0,37	0,53	0,25
CaO	4,87	7,38	5,40	7,42	4,81	4,98	4,61	5,47
Na ₂ O	0,02	0,05	-	-	-	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	0,02	-	-	0,02	-	-	-	-
TiO ₂	0,09	0,12	0,11	0,09	0,09	0,05	0,11	0,14
NiO	0,03	-	-	0,05	-	0,02	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,17	0,03	-	0,24	0,13	0,07	0,12	1,09
	100,99	100,64	100,85	100,87	100,45	99,94	100,26	99,39
Si	5,9552	5,9930	5,9980	5,9935	5,9676	5,8804	5,9678	5,9922
Al ^{IV}	0,0447	0,0069	0,0019	0,0064	0,0324	0,1195	0,0321	0,0078
Al ^{VI}	3,9959	4,0493	4,0124	4,0779	3,9980	3,9440	3,9783	3,9038
Ti	0,0095	0,0131	0,0116	0,0096	0,0095	0,0053	0,0119	0,0152
Cr	0,0189	0,0034	-	0,0269	0,0144	0,0078	0,0137	0,1244
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0,0046	0,0020	-
Fe ²⁺	1,1209	1,7705	1,0613	1,1343	0,9623	1,0064	1,5681	1,2295
Mn	0,0573	0,0320	0,0346	0,0288	0,0453	0,0446	0,0648	0,0305
Mg	4,0586	2,9362	4,0480	3,5268	4,2448	4,2166	3,6467	3,8167
Ni	0,0034	-	-	0,0057	-	0,0022	0,0046	0,0046
Ca	0,7361	1,1521	0,8149	1,1291	0,7258	0,7608	0,7133	0,8464
Na	0,0054	0,0141	-	-	-	0,0110	0,0084	0,0056
K	0,0035	-	-	0,0036	-	-	-	-
	16,0094	15,9706	15,9827	15,9426	16,0001	16,0832	16,0117	15,9767
Fe total	1,1209	1,7705	1,0613	1,1343	0,9623	1,0910	1,5701	1,2295
Fm	21,64	37,61	20,77	24,33	18,48	20,55	30,09	24,36
Py	67,96	49,85	67,94	60,61	71,01	69,95	60,86	64,44
Alm	18,77	30,06	17,82	19,50	16,10	16,70	26,17	20,76
Sp	0,96	0,55	0,59	0,50	0,76	0,74	1,09	0,52
Gr	11,63	19,16	13,39	18,52	11,56	10,28	11,22	10,85
An	0,24	0,33	0,29	0,24	0,24	2,17	0,35	0,38
Du	0,47	0,09	-	0,66	0,36	0,19	0,34	3,08

TABLEAU n° 54 - Analyses sélectionnées de différents types de cristaux de grenat: A - Cristal de bordure d'une lentille de clinopyroxénolite; B à D - Porphyroclastes de rubans zonés; E et F - Grande plage poecilitique à inclusions de cpx d'un ruban non zoné; G - Exsolution dans un cristal de cpx en inclusion dans une grande plage de grenat et H - Coronite autour d'un grain de spinelle [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

(*) Type ayant fait l'objet d'au moins une analyse.

- : Cristaux de bordure d'une lentille de clinopyroxénolite
- : Porphyroclastes de rubans symétriques
- ▲ : Grandes plages poecilitiques à inclusions multiples de cpx
- ☆ : Exsolution dans un cristal de cpx en inclusion dans une grande plage de grenat
- △ : Coronite autour d'un grain de spinelle

En pointillés: champ des porphyroclastes poecilitiques du Bois des Feuilles

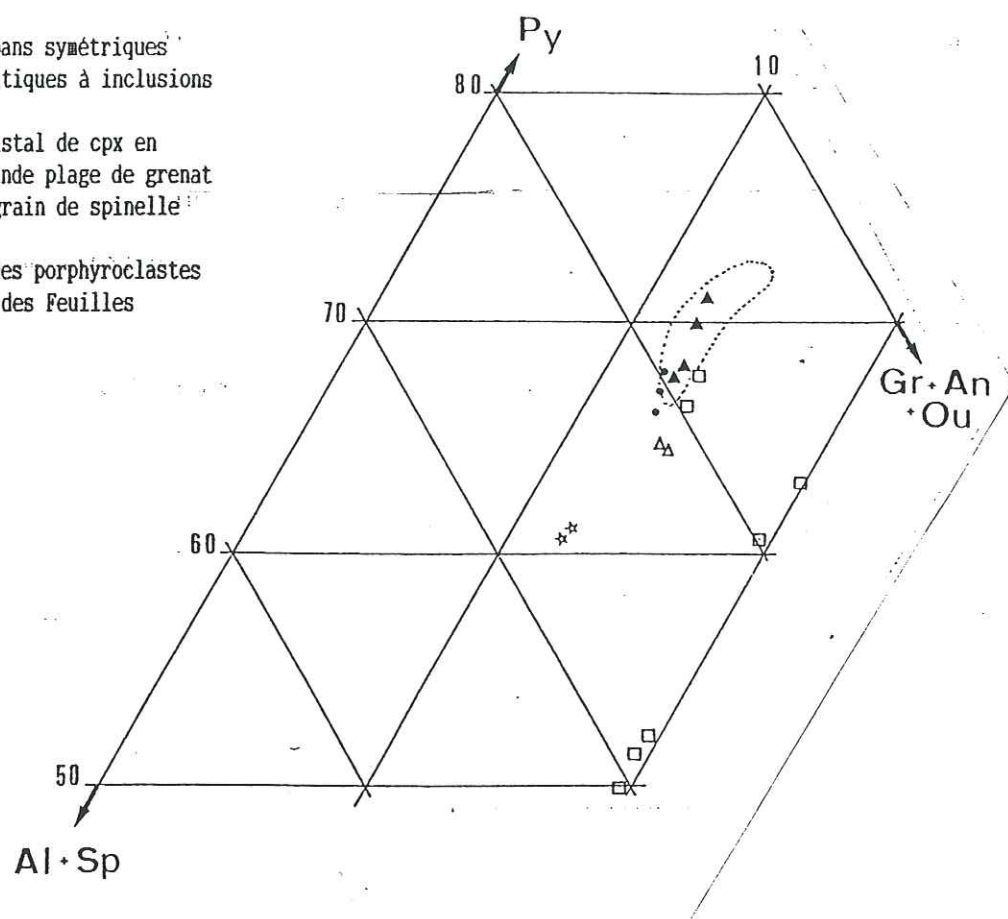


Fig. 118 - Compositions des différents types de grenat analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Les cristaux de grenat analysés dans les rubans de pyroxénolite offrent une palette de compositions plus variées (fig. 118) que dans les ultrabasites à grenat vues précédemment.

Les cristaux de bordure d'une lentille de clinopyroxénolite contiennent entre 66,4 et 68 % de Py, 18,7 et 20,4 % d'Alm, 11,6 à 12,2 % de Gr et moins de 0,5 % d'Ou.

Les porphyroclastes constituent trois groupes distincts:

- > Py_{66.6-68} Alm_{17.8-19.2} Gr_{11.9-13.4} Ou_{<2}
- > Py_{60.6-63.3} Alm_{16.7-19.5} Gr_{18.5-19.1} Ou_{<0.7}
- > Py_{49.8-52.8} Alm_{27.5-30.1} Gr_{18.4-19.2} Ou_{<0.1}

Les grandes plages poecilitiques sont les plus magnésiennes avec 67,6 à 71 % de Py, 16 à 19 % d'Alm, 10,2 à 11,6 % de Gr et moins de 0,4 % d'Ou. Ils occupent le même secteur que les porphyroclastes poecilitiques à inclusions d'olivine du Bois des Feuilles (p. 142).

L'exsolution riche en almandin contient 60,8 à 61,5 % de Py, 25,6 à 26,2 % d'Alm, 11,2 à 11,4 % de Gr et moins de 0,4 % d'Ou.

Enfin la coronite contient 64,4 à 64,9 % de Py, 20,7 à 21,2 % d'Alm, 9,6 à 10,8 % de Gr et 3,1 à 3,4 % d'Ou.

Ces observations laissent présager une grande diversité d'origine et de signification des différents types de grenat analysés.

Les grandes plages poecilitiques sont semblables chimiquement aux porphyroclastes poecilitiques des dunites du Bois des Feuilles (p. 142) et au premier groupe d'analyses de porphyroclastes des lherzolites à spinelle et grenat associés (p. 163). Bien sûr il faut être prudent quant à l'attribution d'une origine commune à ces différents cas. Cependant il faut rappeler la grande analogie qui avait été notée entre les grenats des pyroxénolites et les porphyroclastes des dunites associées du Bois des Feuilles (p. 67).

Les deux analyses les plus riches en Py de porphyroclastes de rubans zonés ainsi que les cristaux de bordure de la lentille sont chimiquement très proches des grandes plages précédentes (fig. 118). Cependant parmi les deux sous-groupes riches en Gr, le plus riche en Py correspond au claste qui contient l'inclusion de cpx riche en Jd dont il était question dans le paragraphe précédent. Ce type de grenat riche en Py, Alm et Gr caractérise aussi les xénolites I et II des basaltes et de grosphydites et de griqaites dans les kimberlites (p. 43). Il rappelle aussi le claste riche en Gr (16,02 %) analysé dans la lherzolite (p. 163). Une origine commune pourrait être envisageable pour ces grenats riches en Gr bien qu'ils appartiennent actuellement à des roches différentes.

L'exsolution est plus riche en Alm et moins magnésienne que les exolutions analysées dans les cristaux de cpx du Bois des Feuilles (p. 122).

Enfin la coronite occupe une position très proche de celle des coronites étudiées précédemment.

III-4. Conclusion

Les analyses d'opx, de cpx et de grenat effectuées peuvent être regroupées d'après la nature de la pyroxénolite à laquelle ils appartiennent (TABLEAU n° 55).

La lentille se compose de diopside et de grenat riche en Alm. Les caractéristiques chimiques des cpx indiquent des températures comprises entre 950 et 1050°C.

Les rubans zonés comportent des grenats parfois riches en Gr et qui contiennent des inclusions de cpx très riches en Jd. Ces deux minéraux les rapprochent des xénolites de griqaites et de grosphydite rencontrés dans les kimberlites. Les températures indiquées par les cpx varient entre 950 et 1120°C environ. Les cristaux de recuit de cpx montrent également des teneurs élevées en Jd et des températures entre 900 et 1000°C.

Dans les rubans non zonés, les minéraux analysés sont des enstatites alumineuses et calciques, des diopsides et des grenats riches en Py. Ces grenats en grandes plages poecilitiques rappellent fortement les porphyroclastes des dunites du Bois des Feuilles. Les cpx indiquent des températures entre 950 et 1000°C. Mais par ses teneurs particulièrement élevées en CaO, l'enstatite laisse présager des conditions PT plus sévères comprises entre 1000°C pour 25 Kb et plus de 1400 °C et 40 Kb. En ce qui concerne la petite exsolution de grenat, elle a dû se produire sous des températures supérieures ou égales à 1000°C. Cependant trop peu d'éléments permettent ici d'avoir une idée précise de sa signification.

	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	GRENAT
LENTILLE		Grandes plages de diopside avec: 8,1 à 12,4 % de Jd 3,9 à 6 % de CaTs 900 - 1050 °C	En bordure 66,4 à 68 % de Py 18,7 à 20,4 % d'Alm 11,6 à 12,2 % de Gr et Ou < 0,5 %
RUBANS			Trois familles de porphy. - Py 66,6-68 Alm 17,8-19,2 Gr 11,9-13,4 Ou < 0,2
NON		Exceptionnelle: 29,13 % de Jd et 14,51 % de CaTs 950 - 1120 °C	Py 60,6-63,3 Alm 16,7-19,5 Gr 18,8-19,1 Ou < 0,7
ZONES		Cristaux de recuit de diopside avec 14,5 à 17,7 % de Jd et 3 à 5,2 % de CaTs 950 - 1050 °C	Py 49,8-52,8 Alm 27,5-30,1 Gr 18,4-19,2 Ou < 0,1
RUBANS	Cristal de bordure: Enstatite - Bronzite	Grandes plages de diopside avec 7,5 à 9,8 % de Jd 3,1 à 5,7 % de CaTs 950 - 1000 °C	Grandes plages poecilitiques à inclusions de cpx Py 67,6-71 Alm 16-19 Gr 10,2-11,6 Ou < 0,4
ZONES	3,2 à 3,6 % d'Al ₂ O ₃ 0,2 à 1,9 % de CaO 1000 à T > 1400 °C 25 à P > 40 Kb	Inclusion de diopside ou d'augite dans plage poecilitique de grenat avec 8,8 à 12,5 % de Jd et 3,1 à 3,7 % de CaTs 950 - 1120 °C	Exsolution dans inclusion de cpx Py 60,8-61,5 Alm 25,6-26,2 Gr 11,2-11,4 Ou < 0,4 Coronite autour d'un grain de spinelles Py 64,4-64,9 Alm 20,7-21,2 Gr 9,6-10,8 Ou 1-3,1

TABLEAU n° 55 - Caractéristiques chimiques des différents types d'opx, de cpx et de grenat analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.

IV CONCLUSION

Les minéraux des lherzolites et des pyroxénolites de Chagnon offrent des compositions originales par rapport à ceux du Bois des Feuilles. Ces caractéristiques chimiques - liées aux pyroxènes et aux grenats - témoignent de conditions PT (fig. 119) parfois plus fortes qu'au Bois des Feuilles (fig. 95), y compris pour le faciès à spinelle, rappelant les caractéristiques des mégacristaux xénolitiques signalés dans la littérature (1^{re} Partie).

IV-1 Dans les lherzolites à spinelle

Les températures les plus fortes (1100°C et plus de 1300°C), inhabituelles pour un faciès à spinelle ont été estimées à partir de teneurs très élevées en CaO d'un porphyroclaste d'opx. Ce type d'opx est décrit parmi les mégacristaux xénolitiques (p. 46). Ceci suggère peut-être des origines variées pour les cristaux d'opx.

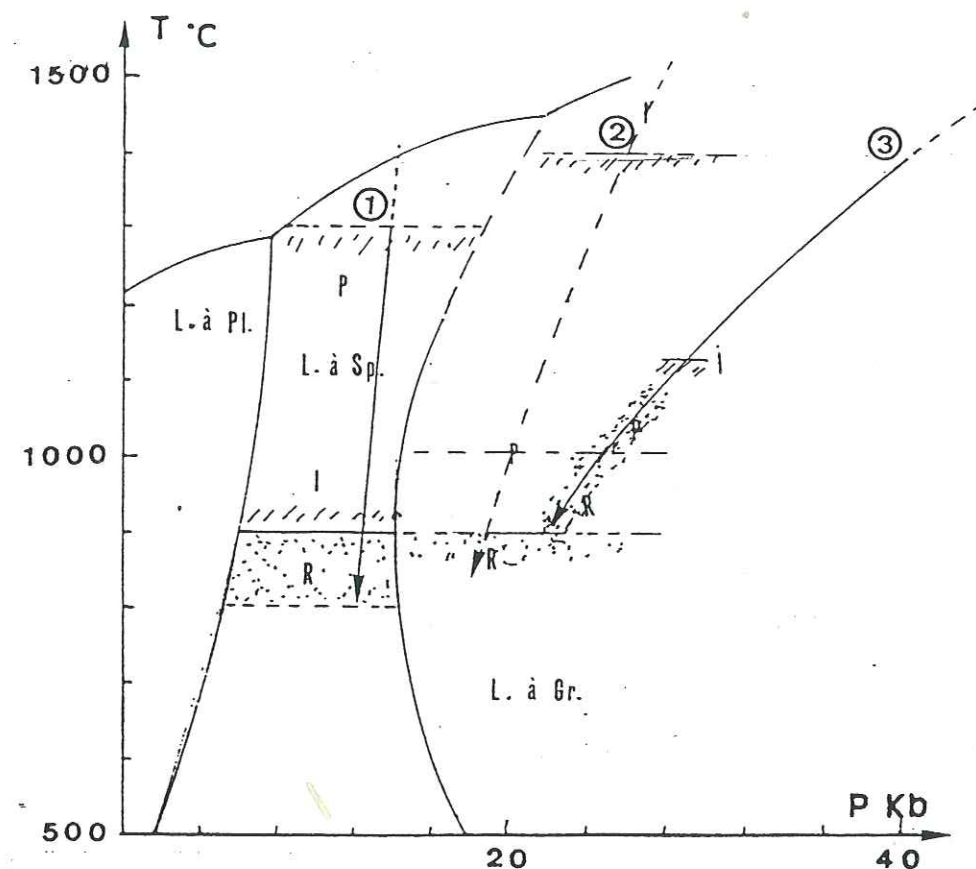


Fig. 119 - Chemins thermobarométriques hypothétiques des métalherzolites à spinelle (1), des métalherzolites à spinelle et grenat (2) et des pyroxénolites à grenat (3) rencontrées à Chagnon déduits de l'examen des principales phases minérales.

La majorité des porphyroclastes et des inclusions d'opx dans les spinelles sont plus proches de la composition d'enstatites que ceux du Bois des Feuilles. Ils sont aussi moins alumineux ($Al_2O_3 \leq 4\%$). Les températures correspondantes sont inférieures ou égales à 1000°C.

Les cristaux de recuit sont de composition très proche de celle des cristaux précédents mais offrent des températures inférieures à 900°C.

Les exolutions de cpx dans les porphyroclastes d'opx et les cristaux de recuit de cpx sont des diopsides pauvres en Jd et en CaTs. Ces cristaux témoignent de températures très basses inférieures ou égales à 800 °C.

IV-2 Dans les lherzolites à spinelle et grenat

Parmi les quelques analyses effectuées, une inclusion d'augite riche en Jd et en MgO et un grenat riche en Gr ont été notés. Cette inclusion témoigne de par sa composition de $T \geq 1400^\circ C$. De tels minéraux ont également été trouvés dans les pyroxénolites associés. Les autres porphyroclastes analysés sont des olivines contenant 90 % de Fo, des enstatites peu alumineuses, des diopsides jadéitiques, des grenats riches en Py et des spinelles dont le rapport $100 Cr/(Cr + Al) \leq 30$. Les températures correspondantes sont voisines de 1000 °C pour les cpx et inférieures ou égales à 900°C pour les enstatites.

ORTHOPYROXENES	LHERZO. A SPINELLE	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITE A GRENAT
INCLUSION	Dans les Cx. de spi. Bronzites avec 2.4 à 3.4 % d'Al ₂ O ₃ CaO ≤ 0.3 % T ≤ 1000 °C		
PORPHYRO-CLASTES	Bronzites - Enstatites 1.7 à 4.1 % d'Al ₂ O ₃ 0.1 à 2.6 % de CaO 900 à T ≥ 1300 °C	Enstatite avec 2.1 % d'Al ₂ O ₃ T ≤ 900 °C	Cristal de bordure enstatite avec 3.2 à 3.6 % d'Al ₂ O ₃ 0.2 à 1.9 % de CaO 1000 à T ≥ 1400 °C 25 à P ≥ 40 Kb
CRISTAUX DE RECUIT	Bronzites - Enstatites 1.9 à 3.7 % d'Al ₂ O ₃ CaO < 0.4 % T < 900 °C		

CLINOPYROXENES	LHERZO. A SPINELLE	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES A GRENAT		
			LENTILLE	RUBAN ZONE	RUBAN NON ZONE
INCLUSION		Dans Cx. de spinel. Augite avec 21.97 % de Jd 12.91 % de CaTs 41.51 % d'En T ≥ 1400 °C		Dans cristaux de grenat Augite avec 29.13 % de Jd 14.51 % de CaTs 950 - 1120 °C	Dans cristaux de grenat diopside-augite 8.8 à 12.5 % de Jd 3.1 à 3.7 % de CaTs 950 - 1120 °C
PORPHYRO-CLASTES OU GRANDES PLAGES		Diopsides avec 11 % de Jd 5.81 % de CaTs T = 1000 °C	Diopsides avec 8.1 à 12.4 % de Jd 3.9 à 6 % de CaTs 900 - 1050 °C	Diopside avec 7.5 à 9.8 % de Jd 3.1 à 5.7 % de CaTs 950 - 1000 °C	
EXSOLUTION	Dans cristaux d'opx Diopside avec Jd < 0.5 % CaTs < 3.1 % T ≤ 800 °C				
CRISTAUX DE RECUIT	Diopsides avec Jd < 0.5 % CaTs < 3.1 % T ≤ 800 °C			Diopside avec 14.5 à 17.7 % de Jd 3 à 5.2 % de CaTs 950 - 1050 °C	

GRENAT	LHERZO. A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES A GRENAT		
		LENTILLE	RUBAN ZONE	RUBAN NON ZONE
		Grains périphériques 66.4 à 68 % de Py 18.7 à 20.4 % d'Ala 11.6 à 12.2 % de Gr Du < 0.5 %		
PORPHYRO-CLASTES	Deux types: - Py _{66.3-71.2} Al _{15.7-17.3} Gr _{7.4-9.8} Du _{0.4-3.3} - Py _{64.11} Al _{16.3} Gr _{16.02} Du _{0.55}		Trois types: - Py _{66.6-68} Al _{17.8-19.2} Gr _{11.9-13.4} Du _{0.2} - Py _{66.6-68.3} Al _{16.7-19.3} Gr _{18.3-19.1} Du _{0.7} - Py _{69.8-72.6} Al _{17.3-20.1} Gr _{18.4-19.22} Du _{0.1}	Grandes plages: 67.6 à 71 % de Py 16 à 19 % d'Ala 10.2 à 11.6 % de Gr Du < 0.4 %
CORONITES AUTOUR DES SPINELLES				64.4 à 64.9 % de Py 20.7 à 21.2 % d'Ala 9.6 à 10.8 % de Gr 3.1 à 3.4 % d'Du
EXSOLUTION DANS Cx. DE CPX				60.8 à 61.5 % de Py 25.6 à 26.2 % d'Ala 11.2 à 11.4 % de Gr Du < 0.4 %

IV-3 Dans les pyroxénolites

Il existe une grande diversité de composition et donc d'origine des cristaux de grenat. Les plus remarquables sont les cristaux riches en Py - très semblables chimiquement aux porphyroclastes poecilites du Bois des Feuilles - et des grenats riches en Gr, rappelant celui analysé dans la lherzolite.

Les cpx qui sont des diopsides et des augites de compositions compatibles avec un intervalle de températures compris entre 1120 et 900 °C environ. Toutefois les teneurs en Jd varient sensiblement et offrent des valeurs très élevées à l'image de l'inclusion notée dans la lherzolite associée.

Enfin un cristal d'opx de bordure offre des valeurs très élevées en CaO et témoigne de conditions PT comprises entre 1000 et plus de 1400 °C et entre 25 et plus de 40 Kb.

TABEAU n° 56 - Synthèse des caractéristiques chimiques et des premières estimations PT tirées de l'analyse des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle des péridotites et des pyroxénolites récoltés à Chagnon.

MINÉRALOGIE DES PERIDOTITES ET PYROXENOLITES DE L'ARTIGE

I LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

I-1 Les olivines

Rappel des différents types:

Dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige l'olivine se présente:

- * en inclusions dans des porphyroclastes d'opx ou de spinelle;
- * en porphyroclastes;
- * en cristaux de recuit constituant la matrice.

Seuls des inclusions et des porphyroclastes ont fait l'objet d'analyses à la microsonde.

Compositions des différents types analysés

Les inclusions et les porphyroclastes analysés, de compositions très voisines, contiennent entre 89,4 et 90,9 % de forstérite. Ces valeurs sont conformes à celles des olivines des roches précédemment étudiées pour les Monts du Lyonnais.

	INCLUSIONS DANS CRISTAUX D'OPX		PORPHYROCLASTES	
	n = 3		n = 6	
	X	σ	X	σ
SiO ₂	41,09	0,08	41,18	0,20
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	9,25	0,39	9,49	0,39
MgO	49,94	0,47	49,41	0,72
MnO	0,09	0,07	0,14	0,08
CaO	0,02	0,02	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	0,01	0,01
TiO ₂	0,02	0,03	0,01	0,01
NiO	0,14	0,15	0,30	0,08
Cr ₂ O ₃	-	-	0,01	0,01
Fo	90,59		90,27	
Fa	9,41		9,73	

TABLEAU n° 57 - Compositions moyennes des inclusions et des porphyroclastes d'olivine analysés dans les méta lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

I-2 Les orthopyroxènes

Rappel des différents types

Dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige les opx sont:

- * en inclusions dans des cristaux de spinelle;
- * en porphyroclastes, seul type à avoir fait l'objet d'analyses à la microsonde;
- * en cristaux de recuit partiel des précédents.

Composition des porphyroclastes

TYPE	Porphyroclastes			
N° réf.	2	8	21	27
SiO ₂	53,84	54,87	53,96	56,82
Al ₂ O ₃	6,14	3,96	6,03	3,48
FeO	7,09	6,42	5,89	6,22
MgO	31,70	33,02	32,20	32,79
MnO	-	0,15	0,11	0,09
CaO	0,27	0,40	1,10	0,37
Na ₂ O	-	0,01	0,08	0,08
K ₂ O	-	-	-	0,03
TiO ₂	0,18	0,10	0,13	0,18
NiO	0,11	0,16	0,02	0,11
Cr ₂ O ₃	0,47	0,39	0,43	0,17
	99,80	99,48	99,95	100,34
Si	1,8681	1,9070	1,8652	1,9481
Al ^{IV}	0,1318	0,0930	0,1347	0,0519
Al ^{VI}	0,1192	0,0692	0,1109	0,0886
Ti	0,0046	0,0026	0,0033	0,0046
Cr	0,0128	0,0107	0,0117	0,0046
Fe ³⁺	0,0052	-	-	0,0224
Fe ²⁺	0,2057	0,1866	0,1702	0,1783
Mn	-	0,0044	0,0032	0,0026
Mg	1,6394	1,7105	1,6590	1,6756
Ni	0,0030	0,0044	0,0005	0,0030
Ca	0,0100	0,0143	0,0407	0,0135
Na	-	0,0006	0,0053	0,0053
K	-	-	-	0,0013
	3,9998	4,0038	4,0047	3,9998
Fe total	0,2109	0,1910	0,1734	0,2033
Fm	11,39	10,04	9,46	10,82
Ur + Ac	-	0,05	0,52	0,67
Jd	-	-	-	-
MgTi	2,27	1,26	0,96	2,55
MgTs	10,37	6,82	11,27	4,63
Wo	0,50	0,73	2,02	0,69
En	76,47	81,56	76,56	82,20
Fs	10,37	9,53	8,63	9,24

TABLEAU n° 58 - Analyses effectuées sur des porphyroclastes d'opx.
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

Les porphyroclastes d'opx analysés offrent des compositions de bronzite et d'enstatite (fig. 120). Ces cristaux contiennent 3,2 à 7,4 % d'Al₂O₃ et jusqu'à 1,1 % de CaO. Les compositions les plus calciques correspondent aux plus alumineuses.

La variation du rapport Ca/(Ca+Mg) des pyroxènes fournit des températures inférieures ou égales à 1300 °C selon le géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] (fig. 121).

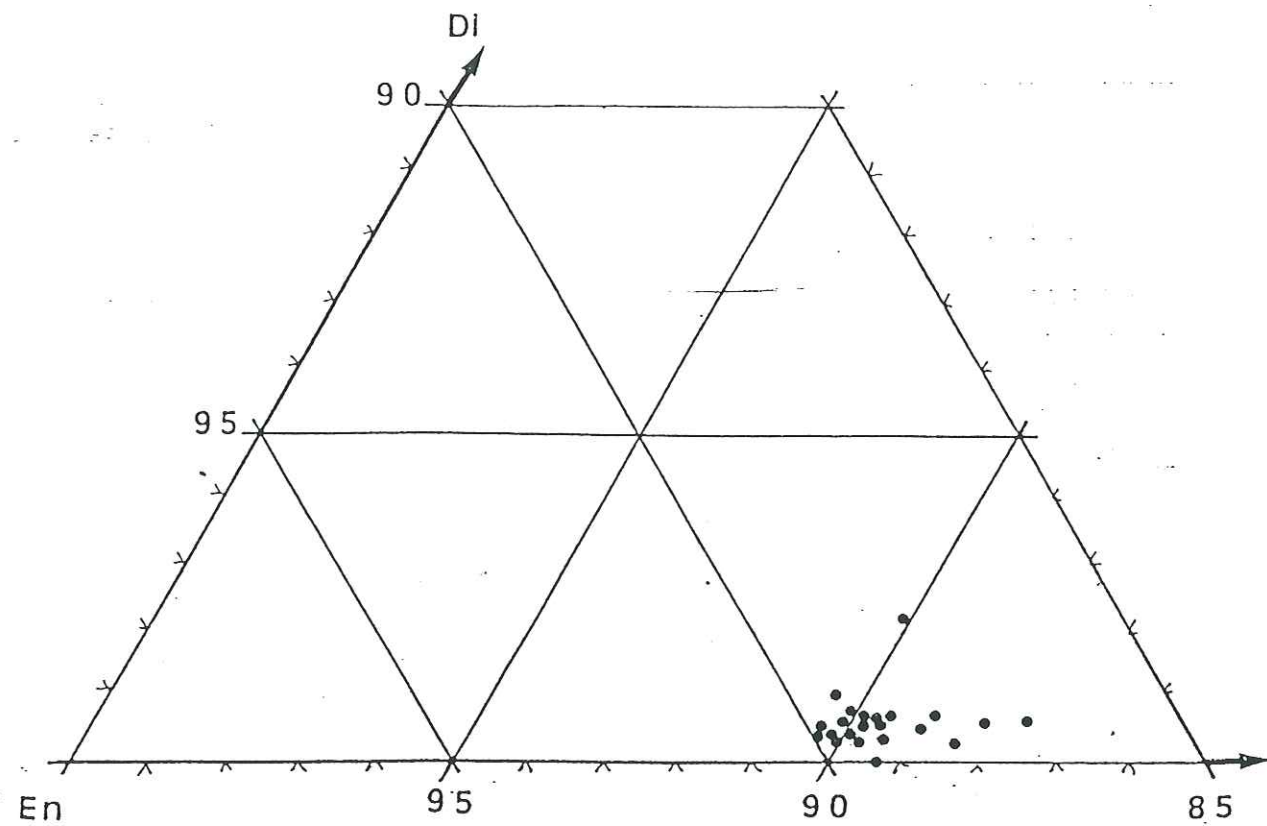


Fig. 120 - Application du diagramme de Hess aux analyses effectuées à la microsonde sur des porphyroclastes d'opx dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

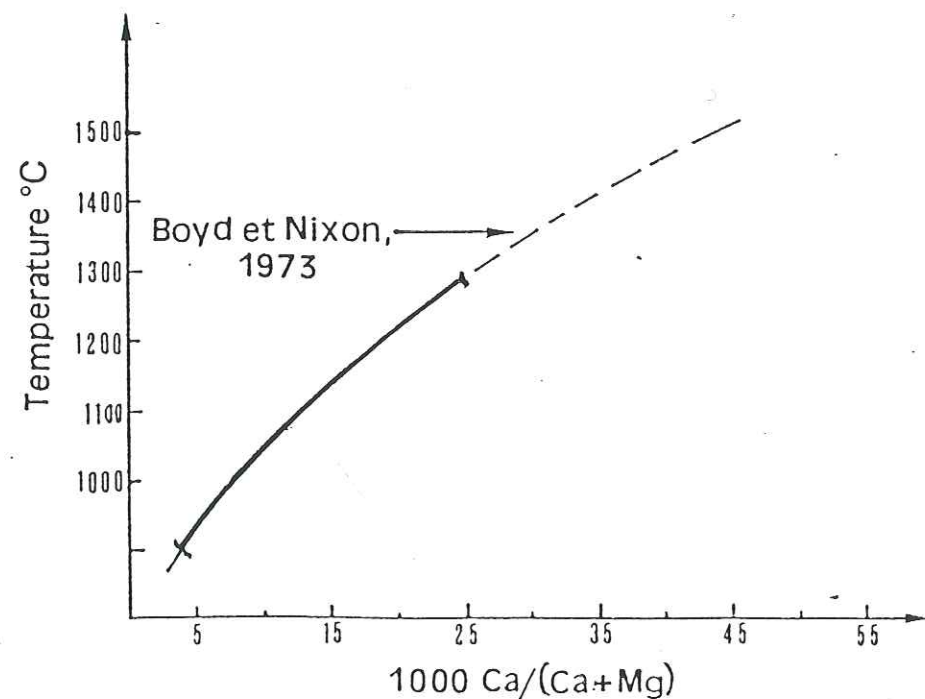


Fig. 121 - Application du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] sur les analyses des porphyroclastes d'opx

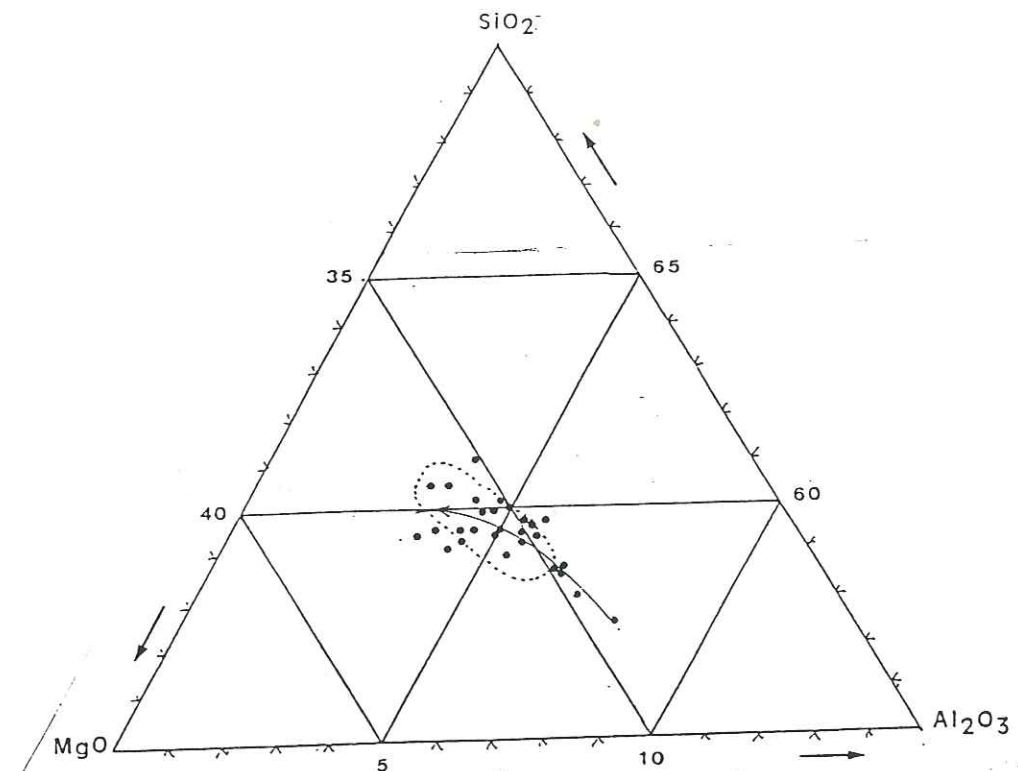


Fig. 122 - Variations en SiO_2 , Al_2O_3 et MgO des porphyroclastes d'opx analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige. Comparaison avec les opx des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles limitées par des pointillés.

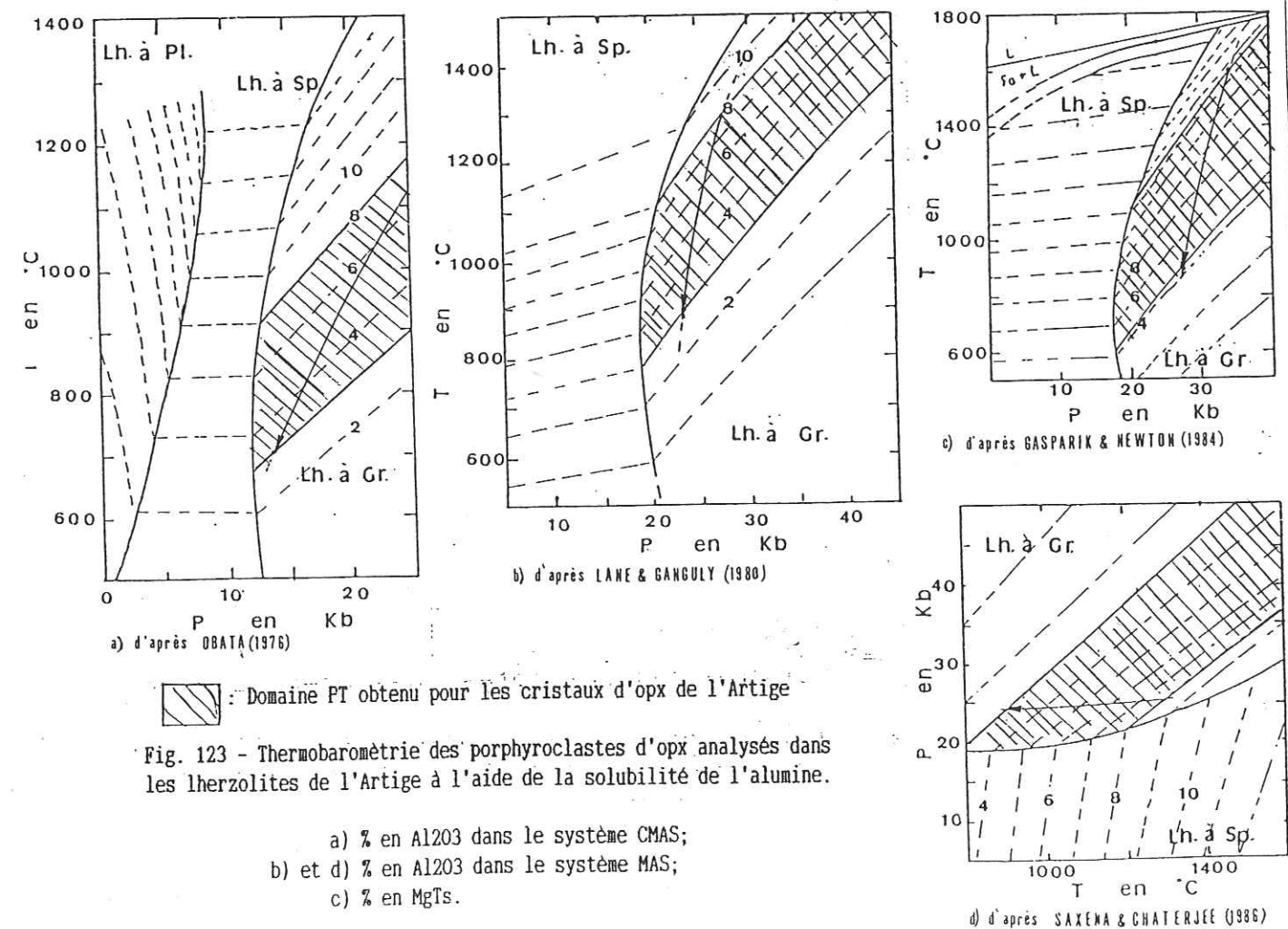


Fig. 123 - Thermobarométrie des porphyroclastes d'opx analysés dans les lherzolites de l'Artige à l'aide de la solubilité de l'alumine.

- a) % en Al_2O_3 dans le système CMAS;
- b) et d) % en Al_2O_3 dans le système MAS;
- c) % en MgTs.

Les teneurs en Al₂O₃ des opx permettent de définir un domaine PT situé dans le champ de stabilité du grenat entre deux courbes d'isoteneurs (fig. 123). Compte tenu du fait que les valeurs les plus élevées correspondent aux termes les plus calciques, donc les plus chauds, il est possible d'évaluer avec plus de précision ces conditions. Ainsi pour 1300°C P varie entre 25 et 30 Kb selon les modèles (fig. 123). Pour 900 °C P est d'environ 25 Kb.

Il faut noter ici que ces opx contiennent des exsolutions de cpx et rarement de grenat (au voisinage des zones pyroxénolitiques). L'analyse chimique globale de ces opx réalisée par BONNOT [1978] et BONNOT & PIBOULE [1980] a fourni 1150°C et 26 Kb, ce qui pour P est en bon accord avec les estimations précédentes. Ces dernières valeurs correspondent aux conditions antérieures à l'expression des exsolutions. Ainsi donc on peut estimer que les exsolutions ont du apparaître entre 1150°C et 900°C, température minimale obtenue ici, pour 25 à 26 Kb.

Conclusion

Les porphyroclastes de bronzite et d'enstatite témoignent de par leurs teneurs en CaO et Al₂O₃ d'une évolution génétique entre 1300°C et 26-30 Kb et 900°C et 25 Kb environ. Les données de BONNOT et PIBOULE permettent d'estimer entre 1150°C et 900°C les températures d'expression des exsolutions de cpx et peut-être de grenat.

I-3 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Les clinopyroxènes observés sont:

* en inclusions dans des cristaux de spinelle, seul type à ne pas avoir été analysé à la microsonde;

* en porphyroclastes;

* en exsolutions dans les cristaux reliques d'opx;

* en cristaux de recuit.

Compositions des types analysés

Les porphyroclastes analysés sont des diopsides et des augites (fig. 125) qui contiennent 9,1 à 17,1 % de Jd et 3,7 à 8,1 % de CaTs. Les températures qui correspondent à la position de ces analyses dans le diagramme de Hess varient entre 950 et 1150 °C. L'une de ces analyses qui donne 52,79 % d'enstatite témoigne d'une température supérieure à 1400 °C (fig. 125).

L'exsolution est un diopside qui contient 9,62 % de Jd et 5,07 % de CaTs. Sa position dans le diagramme de Hess (fig. 125) donne une température voisine de 1000 °C, ce qui est en bon accord avec les estimations faites avec la chimie des opx hôtes vues précédemment.

Les cristaux de recuit sont aussi des diopsides avec 11,7 à 15,5 % de Jd et 6,3 à 6,8 % de CaTs. Les températures correspondantes sont comprises entre 950 et 1000°C (fig. 125).

YPE	Porphyroclastes		Exsolution dans opx	Cristaux de recuit
N° réf.	3	10	7	14
SiO ₂	51.71	51.66	53.72	50.80
Al ₂ O ₃	8.77	7.13	5.16	7.99
FeO	2.69	2.94	2.22	2.15
MgO	13.30	14.58	15.50	13.93
MnO	0.10	-	-	-
CaO	19.63	20.81	21.15	20.74
Na ₂ O	2.65	1.47	1.72	2.31
K ₂ O	-	0.03	-	-
TiO ₂	0.83	1.04	0.36	0.01
NiO	0.02	0.13	0.05	-
Cr ₂ O ₃	0.44	0.39	0.81	0.16
	100.14	100.18	100.69	99.08
Si	1.8637	1.8673	1.9255	1.8535
Al ^{IV}	0.1362	0.1326	0.0744	0.1464
Al ^{VI}	0.2363	0.1711	0.1435	0.1971
Ti	0.0224	0.0282	0.0097	0.0274
Cr	0.0125	0.0111	0.0229	0.0046
Fe ³⁺	-	0.0014	-	-
Fe ²⁺	0.0810	0.0888	0.0665	0.0656
Mn	0.0030	-	-	-
Mg	0.7145	0.7855	0.8281	0.7575
Ni	0.0005	0.0037	0.0014	-
Ca	0.7580	0.8059	0.8122	0.8107
Na	0.1851	0.1030	0.1195	0.1634
K	-	0.0013	-	-
	4.0132	3.9999	4.0037	4.0262
Fe total	0.0840	0.0902	0.0665	0.0656
Fm	10.51	10.30	7.43	7.96
Ur + Ac	1.23	1.25	2.28	0.44
Jd	17.02	9.18	9.62	15.47
MgTi	2.20	2.82	0.96	2.66
CaTs	7.65	7.78	5.07	6.32
Wo	32.46	35.02	37.43	34.99
En	35.27	39.49	41.31	36.89
Fs	4.14	4.44	3.31	3.19

TABLEAU n° 59 - Analyses sélectionnées des différents types de cpx rencontrés dans les lherzolites de l'Artige.

A l'image de ce qui avait été noté pour les cpx analysés pour les Monts du Lyonnais, la Jd est un constituant qui offre des variations très sensibles (fig. 127). De ce fait le géothermomètre de GASPARIK [1984] paraît difficilement utilisable.

L'origine de cette jadéite ne peut être que primaire car la faible représentativité des amphiboles dans ces matériaux interdit toute idée de métasomatisme. Les cpx riches en Na₂O semblent caractériser les assemblages intramantelliques de H.P. et H.T. rencontrés sous forme d'enclaves dans les basaltes et les kimberlites (p. 42). Le rapprochement des cpx analysés avec ceux des enclaves ultrabasiques est confirmé par les variations du rapport Al VI / Al IV (fig. 129). Enfin le rapport Na/Cr des cpx analysés est conforme aux cpx des péridotites "sous-continentales" de KORNPROBST et al. [1981].

Conclusion

La plupart des analyses effectuées sur des porphyroclastes et des cristaux de recuit de diopside et d'augite témoignent de températures comprises entre 950 et 1150 °C. Mais une analyse révèle des teneurs élevées en MgO compatibles avec une température supérieure à 1400°C. De plus la Jd varie sensiblement et peut atteindre le taux de 17 %. Ces teneurs élevées en Na₂O ainsi que leurs rapports Al VI / Al IV rapprochent ces cristaux des cpx d'enclaves ultrabasiques des basaltes et des kimberlites et des péridotites sous continentales.

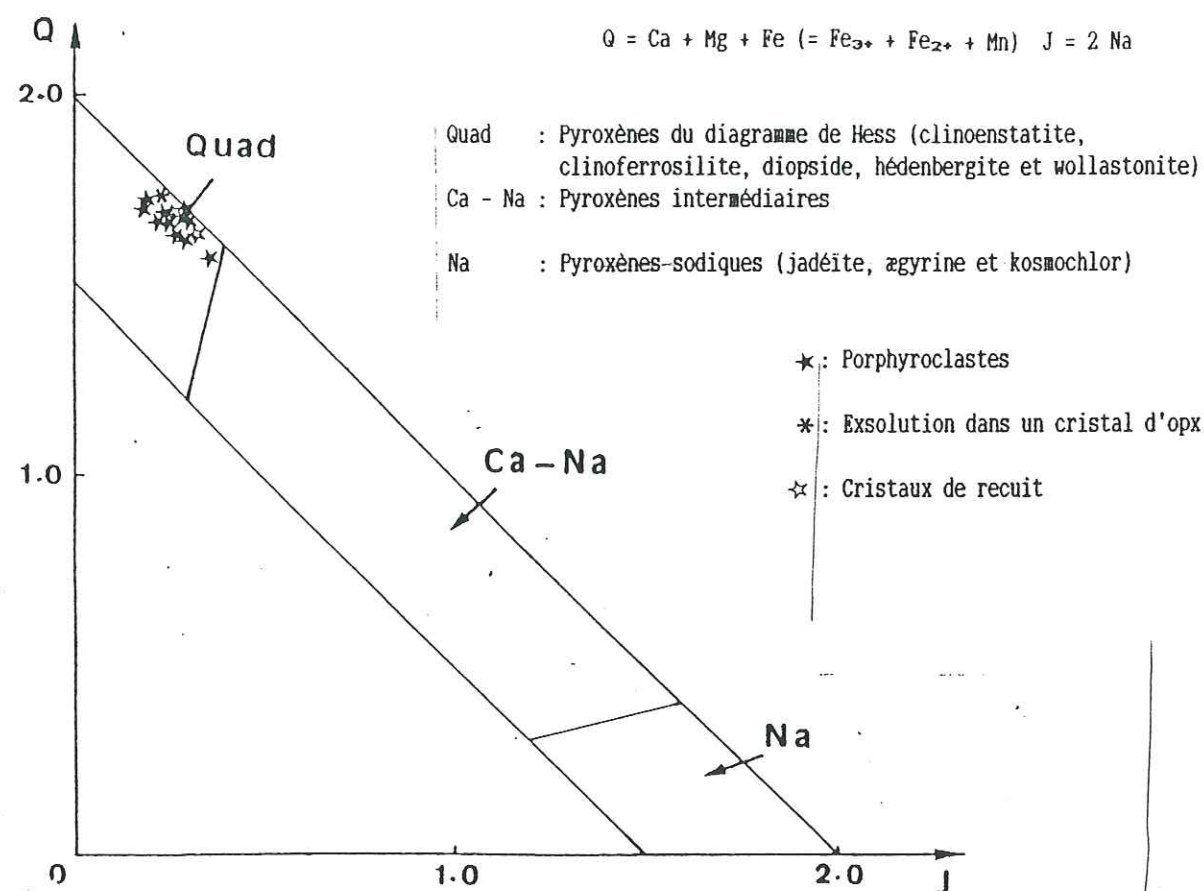


Fig. 124 - Application du diagramme Q - J de MORIMOTO [1988] aux cristaux de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige.

Fig. 125 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess. Pour les symboles voir fig. 124.

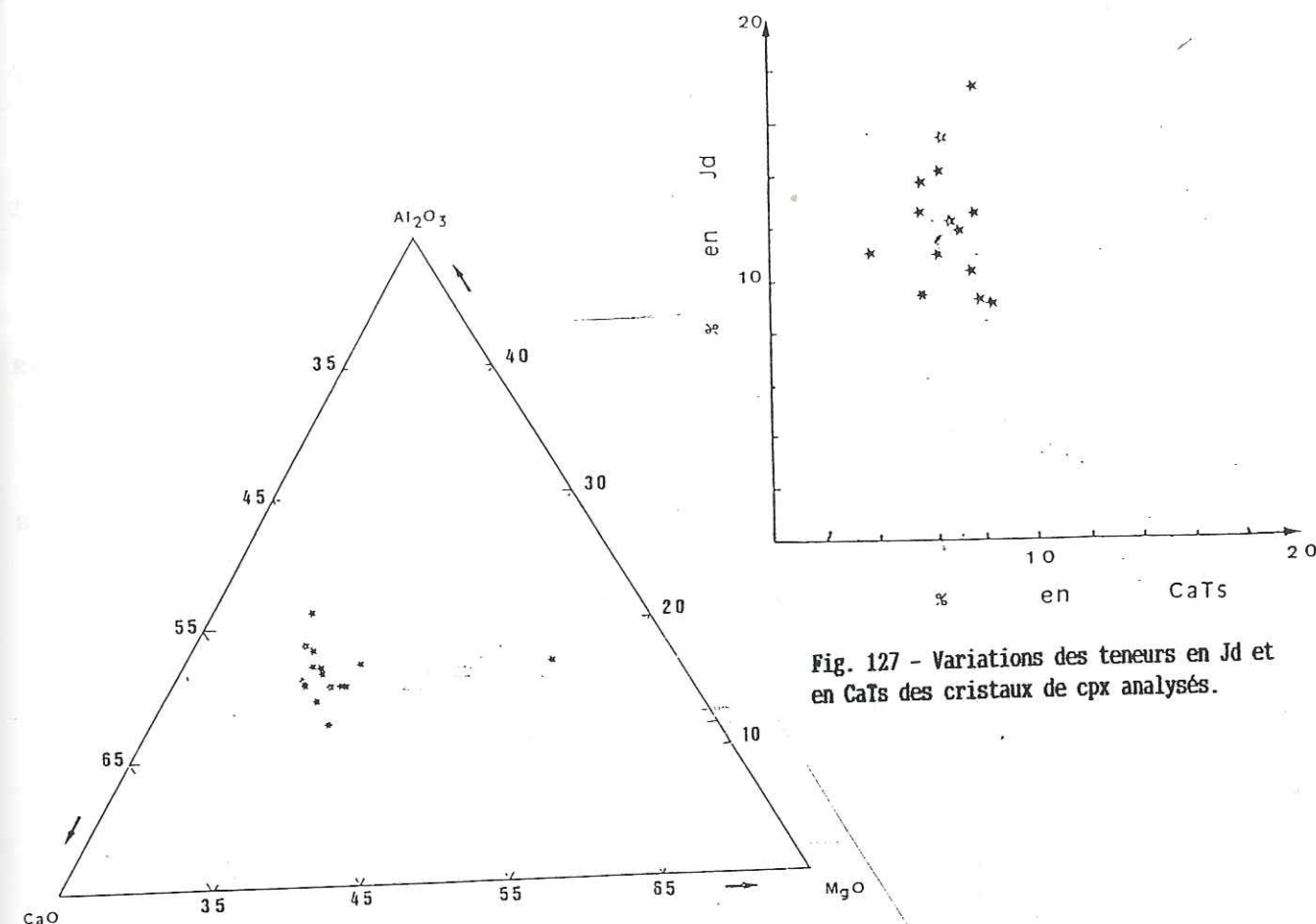
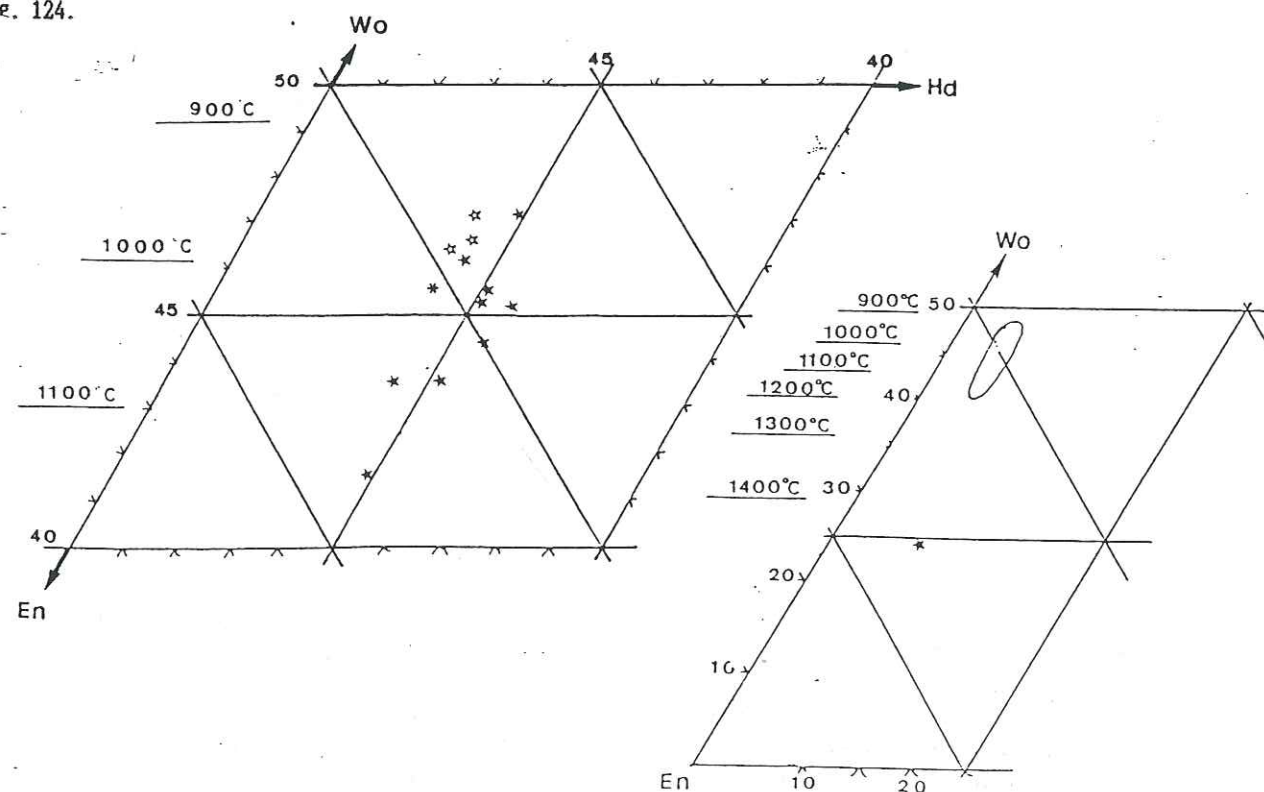


Fig. 126 - Variations en MgO, Al₂O₃ et CaO dans les cristaux de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat.

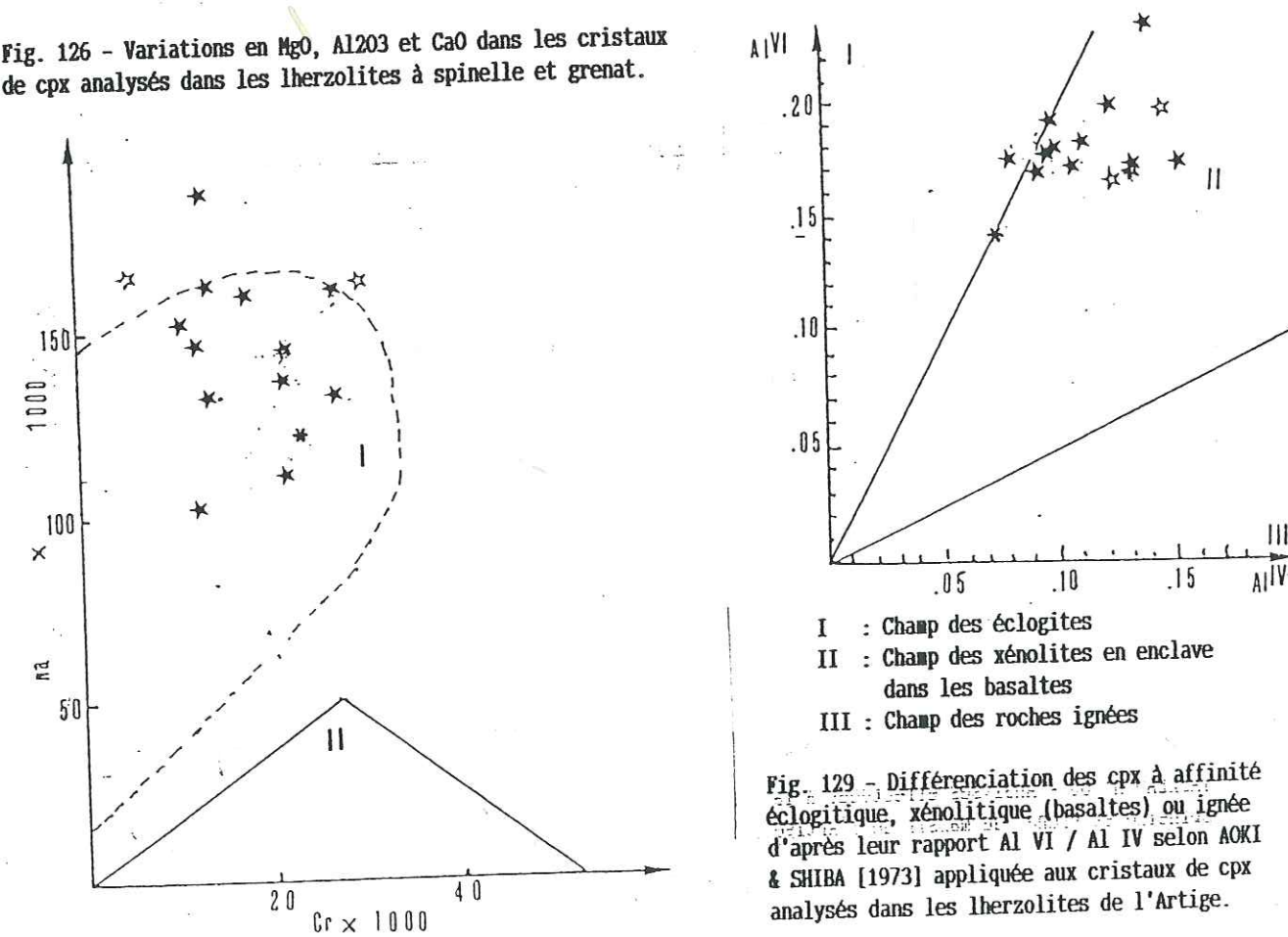


Fig. 128 - Différenciation des cpx des péridotites "sous-continentales" (I) et des péridotites "sous-océaniques" (II) d'après leurs rapports Na/Cr selon KORNPROBST et al. [1981] appliquée aux cristaux analysés dans les lherzolites de l'Artige.

I-4 Les grenats

Rappel des différents types

Les grenats relativement rares dans ces lherzolites par rapport à celles de Chagnon sont:

- * en rares inclusions dans des porphyroclastes d'olivine;
- * en porphyroclastes, souvent concentrés au voisinage des rubans pyroxénolitiques;
- * en très fines coronites autour de cristaux de spinelle;
- * en très rares exsolutions dans les opx, seul type à ne pas avoir subi d'analyses à la microsonde.

composition des différents types analysés

TYPE	Incl. dans olivine	Porphyroclastes		Coronite autour d'un cristal de spinelle		
N° réf.	6	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,11	41,85	42,68	43,23	42,49	42,02
Al ₂ O ₃	23,51	23,69	23,19	24,07	23,47	23,36
FeO	8,27	9,13	10,46	8,87	9,17	9,96
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
MgO	19,53	20,07	18,50	18,54	19,45	18,42
MnO	0,42	0,31	0,68	0,36	0,28	0,32
CaO	4,88	4,69	4,63	4,88	4,72	4,69
Na ₂ O	0,05	0,01	-	-	-	-
K ₂ O	-	0,01	-	0,01	-	-
TiO ₂	0,02	-	0,23	0,19	0,25	0,06
NiO	-	-	-	-	-	0,06
Cr ₂ O ₃	0,57	0,56	0,51	0,57	0,52	0,56
	99,36	100,32	100,88	100,72	100,35	99,53
Si	6,0104	5,9397	6,0550	6,0827	6,0191	6,0285
Al ^{IV}	-	0,0602	-	-	-	-
Al ^{VI}	3,9548	3,9025	3,8775	3,9916	3,9185	3,9498
Ti	0,0021	-	0,0245	0,0201	0,0266	0,0064
Cr	0,0643	0,0628	0,0572	0,0634	0,0582	0,0635
Fe ³⁺	-	0,0593	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,9871	1,0242	1,2410	1,0437	1,0862	1,1950
Mn	0,0507	0,0372	0,0817	0,0429	0,0335	0,0388
Mg	4,1548	4,2457	3,9120	3,8883	4,1068	3,9389
Ni	-	-	-	-	-	-
Ca	0,7462	0,7131	0,7037	0,7356	0,7163	0,7209
Na	0,0138	0,0027	-	-	-	-
K	-	0,0018	-	0,0017	-	-
	15,9842	16,0492	15,9526	15,8700	15,9652	15,9579
Fe total	0,9871	1,0835	1,241	1,0437	1,0862	1,1950
Fm	19,19	20,33	24,08	21,16	20,91	23,27
Py	69,97	70,53	65,88	68,10	69,11	66,84
Alm	16,63	17,02	20,90	18,28	18,28	20,28
Sp	0,86	0,62	1,38	0,76	0,57	0,66
Gr	10,92	8,86	9,79	10,84	9,94	10,50
An	0,06	1,46	0,62	0,50	0,67	0,16
Ou	1,60	1,54	1,45	1,56	1,46	1,58

TABLEAU n° 60 - Analyses effectuées à la microsonde sur différents types de grenat dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige [Pour les calculs voir ANNEXE n° 2].

■ : Inclusion dans un cristal d'olivine

□ : Porphyroclaste

▲ : Coronite autour de cristaux de spinelle

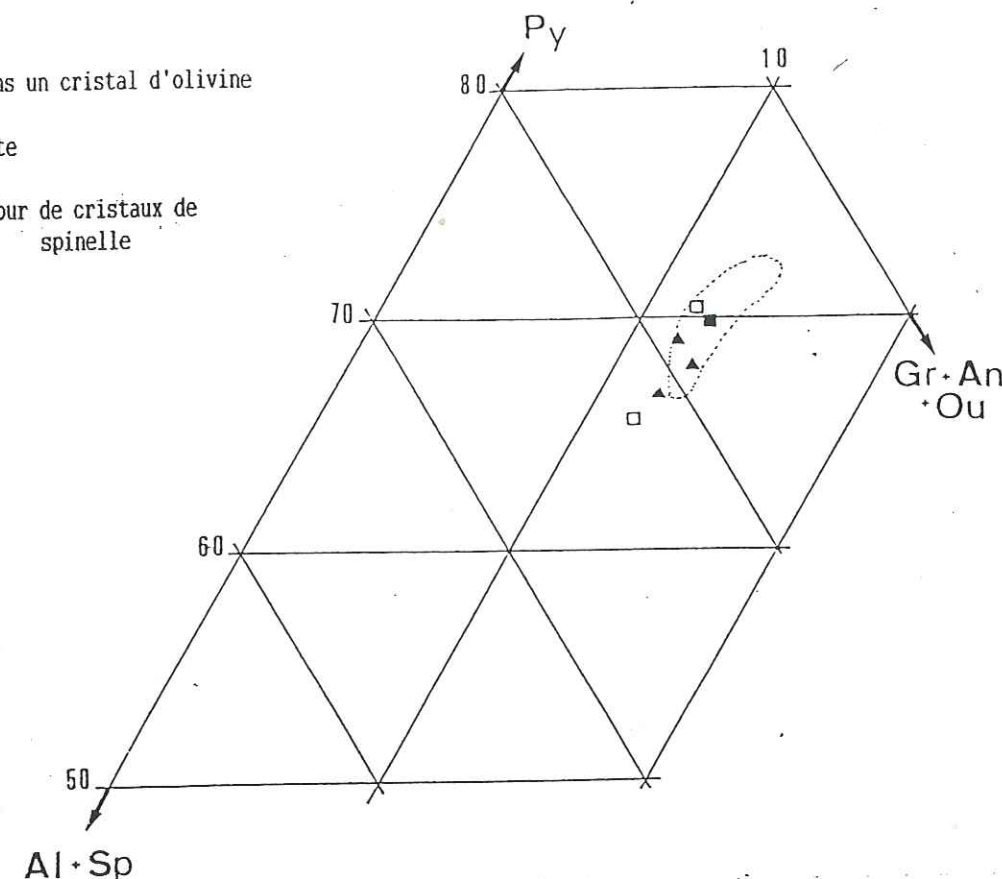


Fig. 130 - Composition des différents types de grenat analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige. En pointillé: les porphyroclastes poecilitiques des dunités du Bois des Feuilles.

La figure 130 montre que les cristaux de grenat analysés ont des compositions très voisines. Dans le détail ces analyses peuvent être regroupées en trois groupes.

L'inclusion et l'analyse n° 1 de porphyroclaste (TABLEAU n° 60) contiennent 69,9 à 70,6 % de Py, 16,6 à 17,1 % d'Alm, 8,8 à 11 % de Gr et 1,5 à 1,6 % d'Ou. Ils sont proches en composition des porphyroclastes poecilitiques du Bois des Feuilles.

Les coronites contiennent 66,8 à 69,2 % de Py, 18,2 à 20,3 % d'Alm, 9,9 à 10,9 % de Gr et 1,4 à 1,6 % d'Ou. Elles sont légèrement moins magnésiennes que les analyses précédentes.

L'analyse n° 2 de porphyroclaste offre la teneur la plus faible en Py avec 65,88 %, 20,9 % d'Alm, 9,79 % de Gr et 1,45 % d'Ou.

Si les teneurs en grenat calcique (Gr + An + Ou) varient peu les différences sont surtout au niveau de l'Alm et du Py. Toutefois ces variations ne sont pas assez importantes pour mettre en évidence une disparité très nette de compositions de ces cristaux de grenat.

I-5 Les spinelles

Rappel des différents types

Le spinelle a été observé sous forme de cristaux généralement de petite taille, saupoudrant le fond de la roche. Il est parfois à inclusions d'olivine et/ou de pyroxènes (p. 78). Certains cristaux possèdent une mince auréole coronitique de grenat.

Composition des porphyroclastes

TYPE	Porphyroclastes		Cristaux à coronite de grenat	
N° réf.	5	11	8	10
SiO ₂	-	-	0,05	-
Al ₂ O ₃	49,51	57,76	56,73	58,52
FeO	14,48	9,93	12,94	11,51
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
MgO	17,02	19,57	17,29	19,01
MnO	0,15	-	0,25	0,13
CaO	-	0,01	0,06	-
Na ₂ O	-	-	-	0,01
K ₂ O	-	-	-	0,02
TiO ₂	0,08	0,09	-	-
NiO	0,11	0,24	0,07	-
Cr ₂ O ₃	18,06	11,96	11,82	9,62
	99,41	99,56	99,21	98,82
Si	-	-	0,0105	-
Al	12,7231	14,1353	14,1378	14,4291
Ti	0,0131	0,0140	-	-
Cr	3,1134	1,9635	1,9760	1,5912
Fe ³⁺	0,1845	-	-	-
Fe ²⁺	2,4558	1,7243	2,2881	2,0137
Mn	0,0277	-	0,0447	0,0230
Mg	5,5314	6,0568	5,4493	5,9278
Ni	0,0192	0,0400	0,0119	-
Ca	-	0,0022	0,0135	-
Na	-	-	-	0,0040
K	-	-	-	0,0053
	24,0682	23,9361	23,9318	23,9941
Fe total	2,6403	1,7243	2,2881	2,0137
Fm	32,31	22,16	29,57	25,35
Spin. Fe.	30,64	22,16	29,40	25,28
Spin. Mg.	69,01	77,83	70,02	74,42
Galaxite	0,35	-	0,58	0,30
Ulvospin.	1,23	0,08	-	-
Spin. Al.	79,35	87,72	87,73	90,06
Chro.s.l.	19,42	12,2	12,27	9,94
Mg*	69,25	77,83	70,42	74,64
Cr*	19,65	12,19	12,26	9,93

TABLEAU n° 61 - Analyses sélectionnées de porphyroclastes de spinelle dans les lherzolites de l'Artige.
[Pour les calculs voir ANNEXE n° 2]

Les compositions des cristaux de spinelle analysés sont très comparables à celles des spinelles étudiés dans les Monts du Lyonnais car ils occupent le même secteur (fig. 131). Leurs rapports 100 Cr/(Cr+Al) varient de 8,7 à 19,7 - ce qui en fait des spinelles alumineux selon les critères de CARSWELL [1980]. Cela indique que leur composition a été très peu modifiée depuis leur cristallisation.

Les cristaux qui offrent les rapports les plus faibles (<11) correspondent à ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

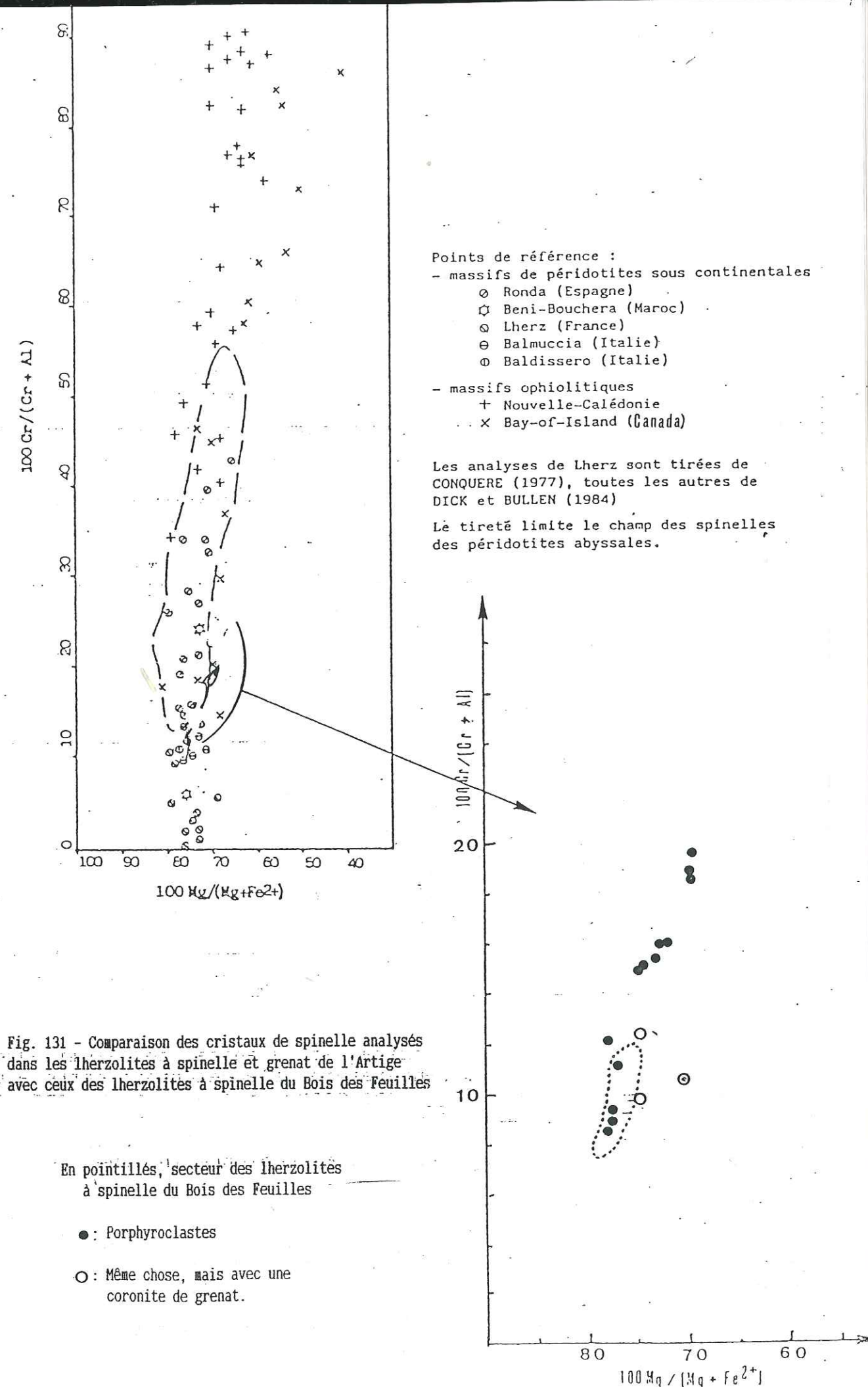


Fig. 131 - Comparaison des cristaux de spinelle analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige avec ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles

Les spinelles cernés de coronites à grenat restent relativement alumineux avec un rapport 100 Cr/(Cr + Al) compris entre 9,9 et 12,3 tout en étant légèrement moins magnésiens.

Enfin la composition de ces spinelles correspond aux péridotites sous-continetales du type Ronda, Lherz, etc ...

I-6 Conclusion

TYPE	OLIVINE	ORTHOPYROXENE	CLINOPYROXENE	GRENAT	SPINELLE
INCLUSION	Dans Cx. d'opx et de spinelle 89,4 à 90,9 % de forstérite			Dans Cx. d'olivine Py _{69.97} Alm _{16.63} Gr _{10.92} Ou _{1.6}	
PORPHYRO-CLASTES		Bronzites - Enstatites 3,2 à 7,4 % d'Al ₂ O ₃ jusqu'à 1,1 % de CaO 900 - 1300 °C 25 - 26 Kb	Diopsides - Augites 9,1 à 17,1 % de Jd 3,7 à 8,1 % de CaTs 950 - 1150 °C * Particulier: 52,79 % d'En T > 1400 °C	Deux compositions: - Py _{70.53} Alm _{17.02} Gr _{8.86} Ou _{1.54} - Py _{65.88} Alm _{20.9} Gr _{9.79} Ou _{1.45}	9,9 < 100 Cr/(Cr + Al) < 12,3
CORONITES				Autour des Cx. de spinelle 66,8 à 69,2 % de Py 18,2 à 20,3 % d'Alm 9,9 à 10,9 % de Gr 1,4 à 1,6 % d'Ou	
EXSOLUTION		Exsolution de cpx entre 1150 et 950 °C	Diopside avec 9,62 % de Jd 5,07 % de CaTs ≈ 1000 °C		
CRISTAUX DE RECUIT			Diopside avec 11,7 à 15,5 % de Jd 6,3 à 6,8 % de CaTs 950 - 1000 °C		

TABLEAU n° 62 - Caractéristiques chimiques des différents types d'olivine, d'opx, de cpx, de grenat et de spinelle analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de l'Artige, Haut-Limousin.

Les porphyroclastes de bronzite et d'enstatite alumineuse et parfois calcique offrent des températures s'échelonnant entre 900 °C et 1300 °C dans des conditions isobares entre 25 et 26 Kb. Cependant la plupart des valeurs restent en dessous de 1150 °C. Les porphyroclastes de diopside alumineux offrent aussi des températures entre 950 et 1150 °C. Mais une composition d'augite magnésienne indique une valeur supérieure à 1400 °C.

Les exsolutions de diopside doivent s'exprimer dans les cristaux d'opx vers 1150 °C et s'équilibrer vers 1000 °C, température obtenue pour l'une d'entre elles.

Enfin les cristaux de recuit de diopside indiquent un réajustement vers 900 - 950 °C.

II LES PYROXENOLITES A GRENAT

II-1 Les clinopyroxènes

Rappel des différents types

Dans les pyroxénolites à grenat de l'Artige les cristaux de clinopyroxènes sont :

* en grands porphyroclastes;

* en fines exsolutions dans les cristaux d'opx - non analysé à la microsonde;

* en cristaux de recuit constituant principal de la matrice.

Compositions des porphyroclastes et des cristaux de recuit

TYPE	Grands cristaux		Cristaux de recuit	
N° réf.	5	6	3	8
SiO ₂	52.62	53.16	52.86	51.89
Al ₂ O ₃	5.82	5.83	5.64	7.34
FeO	2.34	2.08	3.20	2.36
MgO	14.71	15.11	15.66	14.05
MnO	0.07	-	0.09	0.02
CaO	20.13	21.44	19.35	19.95
Na ₂ O	2.01	1.78	1.81	2.18
K ₂ O	-	0.03	0.02	-
TiO ₂	0.71	0.64	0.58	1.15
NiO	-	-	0.11	-
Cr ₂ O ₃	0.91	0.07	0.17	0.58
	99.32	100.14	99.49	99.52
Si	1.9119	1.9139	1.9169	1.8801
AlIV	0.0880	0.0860	0.0830	0.1198
AlVI	0.1612	0.1613	0.1580	0.1936
Ti	0.0193	0.0173	0.0158	0.0313
Cr	0.0261	0.0019	0.0048	0.0166
Fe ³⁺	-	-	-	0.0001
Fe ²⁺	0.0711	0.0626	0.0970	0.0715
Mn	0.0021	-	0.0027	0.0006
Mg	0.7966	0.8108	0.8464	0.7587
Ni	-	-	0.0032	-
Ca	0.7836	0.8270	0.7518	0.7744
Na	0.1415	0.1242	0.1272	0.1531
K	-	0.0013	0.0009	-
	4.0014	4.0063	4.0077	3.9998
Fe total	0.0732	0.0626	0.0997	0.0722
Fm	8.41	7.16	10.53	8.68
Ur + Ac	2.60	0.18	0.47	1.67
Jd	11.52	12.27	12.23	13.64
MgTi	1.92	1.71	1.56	3.13
CaTs	4.75	4.42	4.27	5.72
Wo	35.77	38.00	34.36	34.29
En	39.76	40.27	42.13	37.93
Fs	3.65	3.10	4.94	3.60

TABLEAU n° 63 - Analyses sélectionnées de grands cristaux et de cristaux de recuit de cpx dans des pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige [Pour les calcul voir ANNEXE n° 2].

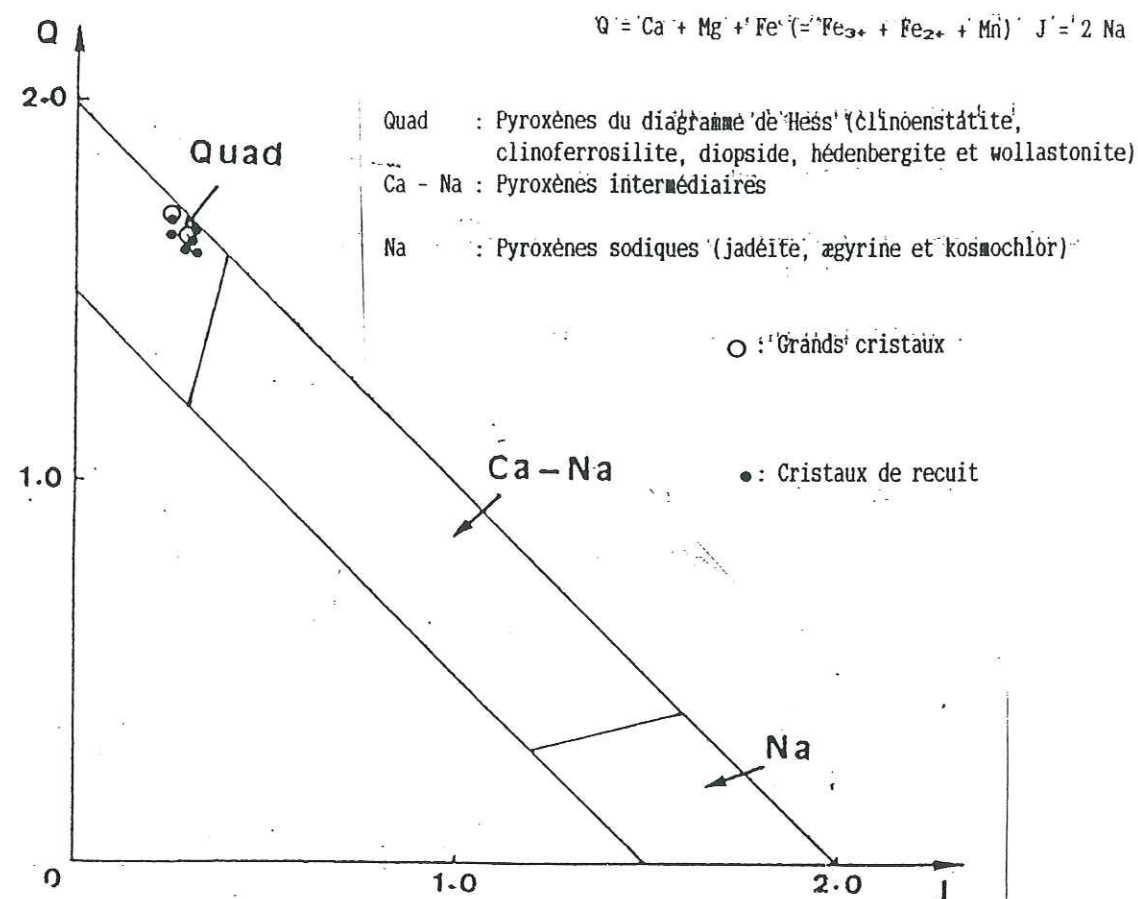
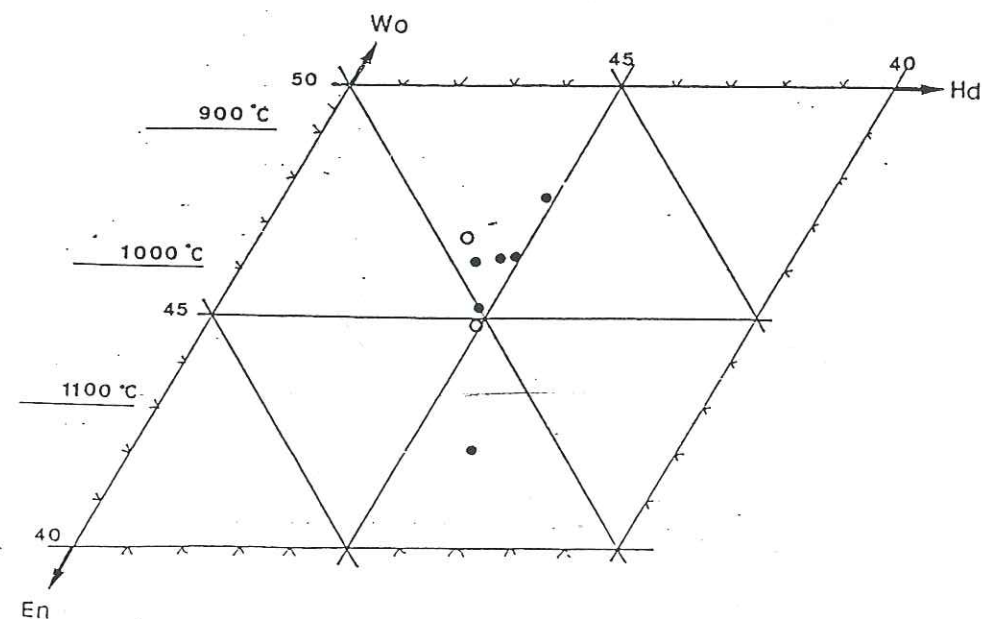


Fig. 132 - Application du diagramme Q - J de MORIMOTO [1988] aux cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige.

Fig. 133 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess, les isothermes sont d'après BOYD & NIXON [1973] (Pour les symboles voir fig. 132)



Pour les symboles voir fig. 132

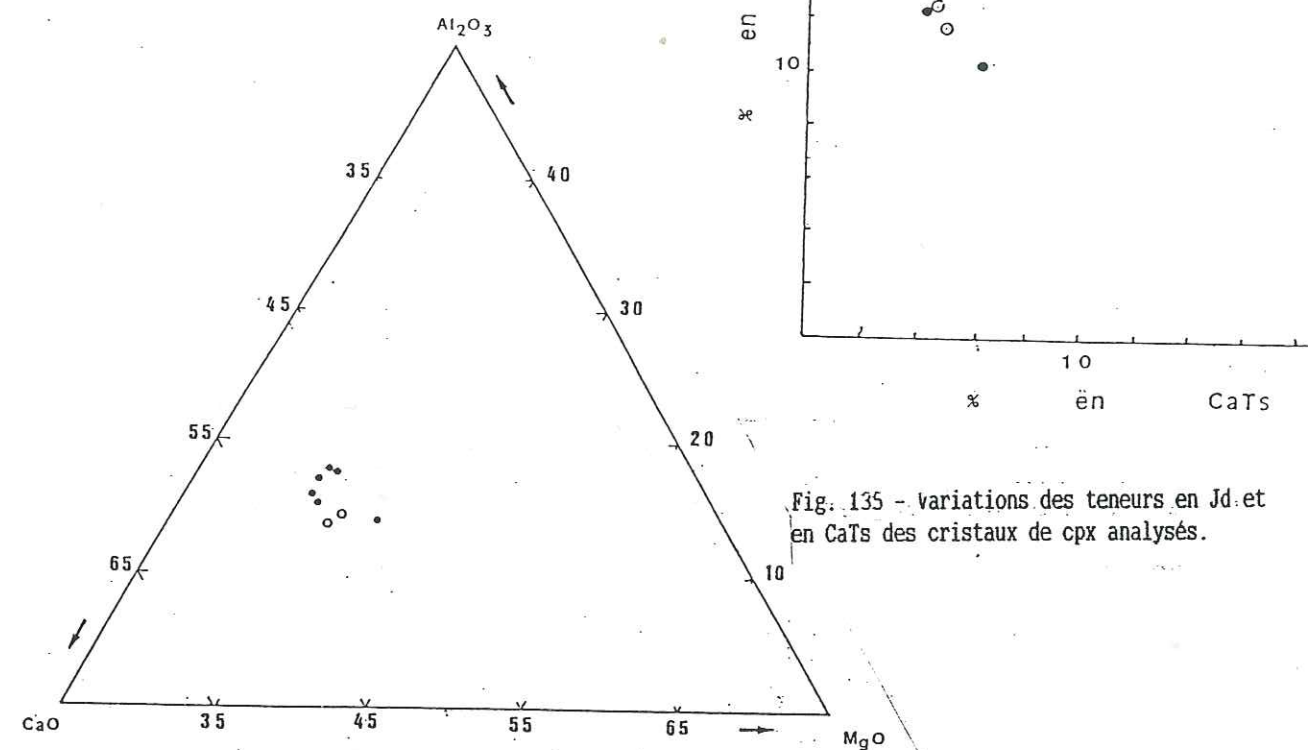


Fig. 134 - Variations en MgO, Al₂O₃ et CaO dans les cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites de l'Artige.

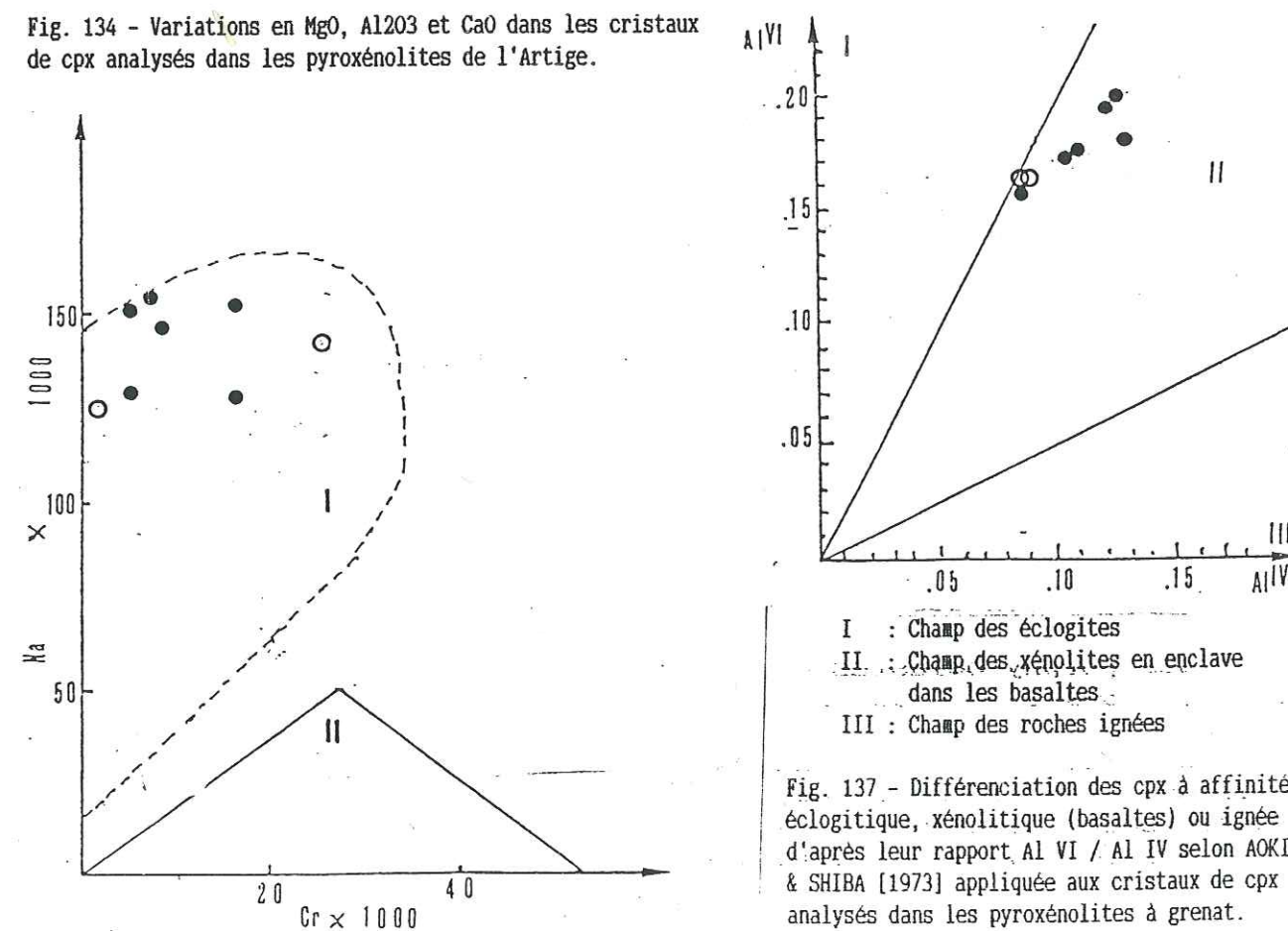


Fig. 136 - Différentiation des cpx des péridotites "sous-continentales" (I) et des péridotites "sous-océaniques" (II) d'après leurs rapports Na/Cr selon KORNPROBST et al. [1981] appliquée aux cristaux de cpx analysés

Fig. 137 - Différentiation des cpx à affinité écolitique, xénolitique (basaltes) ou ignée d'après leur rapport Al VI / Al IV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites à grenat.

Les **porphyroclastes** analysés sont des diopsides dont les teneurs en Jd et en CaTs varient respectivement entre 11,5 et 12,3 et 4,4 et 4,8 % (fig. 133). L'utilisation des isothermes de BOYD & NIXON [1973] permet d'estimer d'après leur position dans le diagramme de Hess (fig. 133) un intervalle de températures compris entre 950 et 1050°C.

Les **cristaux de recuit** sont aussi des diopsides, mais l'un d'eux plus magnésien est une augite. Cette dernière offre la température la plus élevée voisine de 1120 °C. Les diopsides donnent des températures qui varient entre 900 et 1050 °C, conformément aux porphyroclastes. Ces cristaux contiennent 10,1 à 14,9 % de Jd et 4,2 à 6,2 % de CaTs.

Les cristaux de recuit ont probablement conservé les caractéristiques des reliques plus anciennes, en particulier l'augite. Ceci est confirmé par la très faible variation de composition entre les deux types analysés.

Comme pour les cpx étudiés précédemment, leur rapport Al VI / Al IV les rapprochent des cpx que l'on trouve dans les xénolites dans les basaltes selon AOKI & SHIBA [1973] (fig. 137). De plus leurs rapports Na/Cr leur confèrent une affinité "sous-continentale" selon les critères de KORNPROBST et al. [1981] (fig. 136).

Conclusion

Les cristaux de diopside et d'augite témoignent d'une température maximale de 1120°C et des conditions d'équilibre entre 900 et 1050°C. Ils sont proches en composition des cpx des fragments d'ultrabasites mantelliques en enclaves dans les basaltes et des cpx à affinité "sous continentale".

II-2 Les grenats

Rappel des différents types

Les grenats de grenat sont:

- * en porphyroclastes;
- * en rares exsolutions dans les cristaux d'opx et de cpx;
- * en cristaux de recuit.

Les exsolutions n'ont pas fait l'objet d'analyses à la microsonde.

composition des différents types observés

Les **porphyroclastes** contiennent 66,6 à 69,3 % de Py, 16,1 à 20,3 % d'Alm, 8,6 à 12,1 % de Gr et 0,5 à 2 % d'Ou.

Les deux **cristaux de recuit** sont légèrement moins riches en Py avec 65 à 67,8 %. Les autres constituants sont en proportions sensiblement identiques aux cas précédents avec 19,4 à 21,5 % d'Alm, 11,3 à 12,6 % de Gr et moins de 0,7 % d'Ou.

TYPE	Porphyroclastes		Cristaux de recuit	
N° réf.	2	8	5	6
SiO2	42,26	40,89	42,85	42,61
Al2O3	23,88	23,18	23,92	23,57
FeO	9,34	9,09	9,75	10,66
Fe2O3	-	-	-	-
MgO	19,04	19,36	19,08	18,10
MnO	0,53	0,43	0,44	0,26
CaO	5,09	5,35	4,70	5,02
Na2O	-	0,09	0,17	-
K2O	-	0,05	0,09	-
TiO2	0,15	0,06	-	-
NiO	-	0,01	-	0,03
Cr2O3	0,20	0,71	0,22	0,14
	100,49	99,22	101,22	100,39
Si	5,9910	5,8985	6,0326	6,0665
AlIV	0,0089	0,1015	-	-
AlVI	3,9810	3,8394	3,9689	3,9550
Ti	0,0159	0,0065	-	-
Cr	0,0224	0,0809	0,0244	0,0157
Fe3+	-	0,1235	-	-
Fe2+	1,1073	0,9730	1,1179	1,2692
Mn	0,0636	0,0525	0,0524	0,0313
Mg	4,0232	4,1626	4,0038	3,8409
Ni	-	0,0011	-	0,0034
Ca	0,7731	0,8268	0,7089	0,7657
Na	-	0,0251	0,0464	-
K	-	0,0092	0,0161	-
	15,9864	16,1006	16,0014	15,9477
Fe total	1,1073	1,0965	1,1479	1,2692
Fm	21,58	20,84	22,28	24,83
Py	67,43	69,21	67,72	65,03
Alm	18,56	16,18	19,42	21,49
Sp	1,07	0,88	0,89	0,53
Gr	12,01	8,67	11,38	12,57
An	0,40	3,14	-	-
Ou	0,56	1,95	0,62	0,40

TABLEAU n° 64 - Analyses sélectionnées, effectuées sur des cristaux de recuit et des porphyroclastes de grenat dans des pyroxénolites associées aux lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

(Pour les calculs voir ANNEXE n° 2)

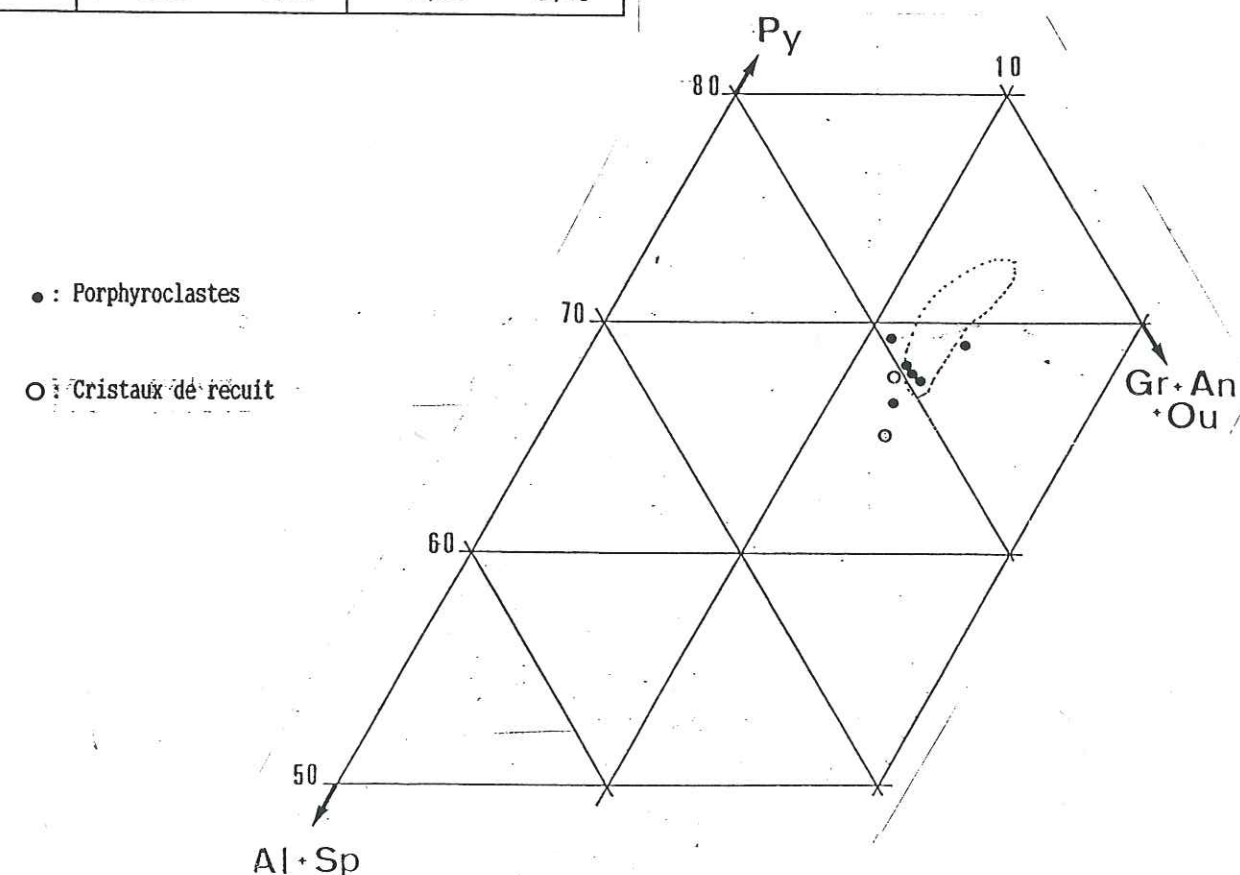


Fig. 138 - Compositions des deux types de cristaux de grenat analysés dans des pyroxénolites de l'Artige. (En pointillés: le champ des porphyroclastes poecilites du Bois des Feuilles (p. 130)).

II-3 Conclusion

TYPE	CLINOPYROXENE	GRENAT
PORPHYROCLASTES	Diopsides avec 11,5 à 12,3 % de Jd 4,4 à 4,8 % de CaTs 450 - 1050 °C	66,6 à 69,3 % de Py 16,1 à 20,3 % d'Alm 8,6 à 12,1 % de Gr 0,5 à 2 % d'Ou
CRISTAUX DE RECUIT	- Diopsides avec 10,1 à 14,9 % de Jd 4,2 à 6,2 % de CaTs 900 - 1050 °C - Augite avec 12,2 % de Jd et 4,3 % de CaTs T ≈ 1120 °C	65 à 67,8 % de Py 19,4 à 21,5 % d'Alm 11,3 à 12,6 % de Gr moins de 0,7 % d'Ou

TABEAU n° 65 - Caractéristiques chimiques et thermiques des cristaux de cpx et de grenat analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

Les quelques analyses effectuées sur les cristaux de cpx des pyroxénolites montrent qu'il s'agit de diopsides relativement riches en Jd et qui témoignent de températures de réajustement entre 900 et 1050 °C. Une augite offre une température plus élevée voisine de 1120 °C.

III CONCLUSION

Une trajectoire PT (fig. 139) a pu être définie à partir de l'étude des compositions chimiques des pyroxènes (TABLEAU n° 66) des lherzolites à spinelle et grenat et des pyroxénolites à grenat associées. De même l'expression des exsolutions de cpx dans les opx a pu être calée par rapport à l'évolution de ces minéraux.

III-1 Dans les lherzolites à spinelle et grenat

L'alumine et la chaux en solution dans les porphyroclastes de bronzite et d'enstatite ont permis d'estimer des conditions thermiques entre 900 et 1300 °C et isobares (25 et 26 Kb). Mais la plupart des compositions ainsi que celles des porphyroclastes de diopside témoignent de températures s'échelonnant entre 950 et 1150 °C. Les teneurs non négligeables en Jd des diopsides ne permettent pas l'estimation de P. Cependant on peut admettre qu'elle est voisine de celle obtenue pour les opx. Une augite magnésienne indique une valeur supérieure à 1400 °C et reflète donc les caractéristiques d'anciens assemblages. Il peut s'agir du début de la cristallisation des porphyroclastes car si l'on se place sur la trajectoire obtenue pour les opx (fig. 139) la zone correspondante n'est pas très éloignée du liquidus. Les exsolutions de cpx dans les opx se sont exprimées entre 1150 et 1000 °C. Les cristaux de recuit de diopside correspondent à un dernier réajustement entre 900 et 1000 °C.

CLINO PYROXENE	LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES A GRENAT
PORPHYROCLASTE	Diopsides - augites 9,1 à 17,1 % de Jd 3,7 à 8,1 % de CaTs 950 - 1150 °C Augite avec 52,79 % d'En T > 1400 °C	Diopsides avec 11,5 à 12,3 % de Jd 4,4 à 4,8 % de CaTs 950 - 1050 °C Augite avec 12,2 % de Jd T ≈ 1120 °C
EXSOLUTION DANS OPX	Diopside avec 9,62 % de Jd 5,07 % de CaTs T ≈ 1000 °C	
CRISTAUX DE RECUIT	Diopsides avec 11,7 à 15,5 % de Jd 6,3 à 6,8 % de CaTs 950 - 1000 °C	Diopsides avec 10,1 à 14,9 % de Jd 4,2 à 6,2 % de CaTs 900 - 1050 °C

GRENAT	LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT	PYROXENOLITES A GRENAT
INCLUSION DANS UN CX. D'OLIVINE	69,97 % de Py 16,63 % d'Alm 10,92 % de Gr 1,6 % d'Ou	
PORPHYROCLASTE	Deux groupes: - Py 70.53 Alm 17.02 Gr 8.86 Ou 1.54 - Py 65.88 Alm 20.9 Gr 9.79 Ou 1.45	66,6 à 69,3 % de Py 16,1 à 20,3 % d'Alm 8,6 à 12,1 % de Gr 0,5 à 2 % d'Ou
CORONITES AUTOUR DE CRISTAUX DE SPINELLE	66,8 à 69,2 % de Py 18,2 à 20,3 % d'Alm 9,9 à 10,9 % de Gr 1,4 à 1,6 % d'Ou	
CRISTAUX DE RECUIT		65 à 67,8 % de Py 19,4 à 21,5 % d'Alm 11,3 à 12,6 % de Gr moins de 0,7 % d'Ou

TABEAU n° 66 - Synthèse des caractéristiques chimiques et des premières estimations PT tirées de l'analyse des différents types de cpx et de grenat des pyroxénolites et des lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

III-2 Dans les pyroxénolites à grenat

La température maximale obtenue dans les pyroxénolites à partir d'un cristal d'augite de recuit est 1120 °C. Ce caractère est sans doute hérité d'un vieux claste. Les grands cristaux et les cristaux de recuit de diopside fournissent les conditions du dernier réajustement entre 900 et 1050 °C, ce qui est en bon accord avec les conditions minimales obtenues pour la lherzolite associée.

I EVOLUTIONS CHIMIQUES DES MINÉRAUX ET APPROCHE THERMOBAROMETRIQUE

I-1 Les lherzolites à spinelle des Monts du Lyonnais

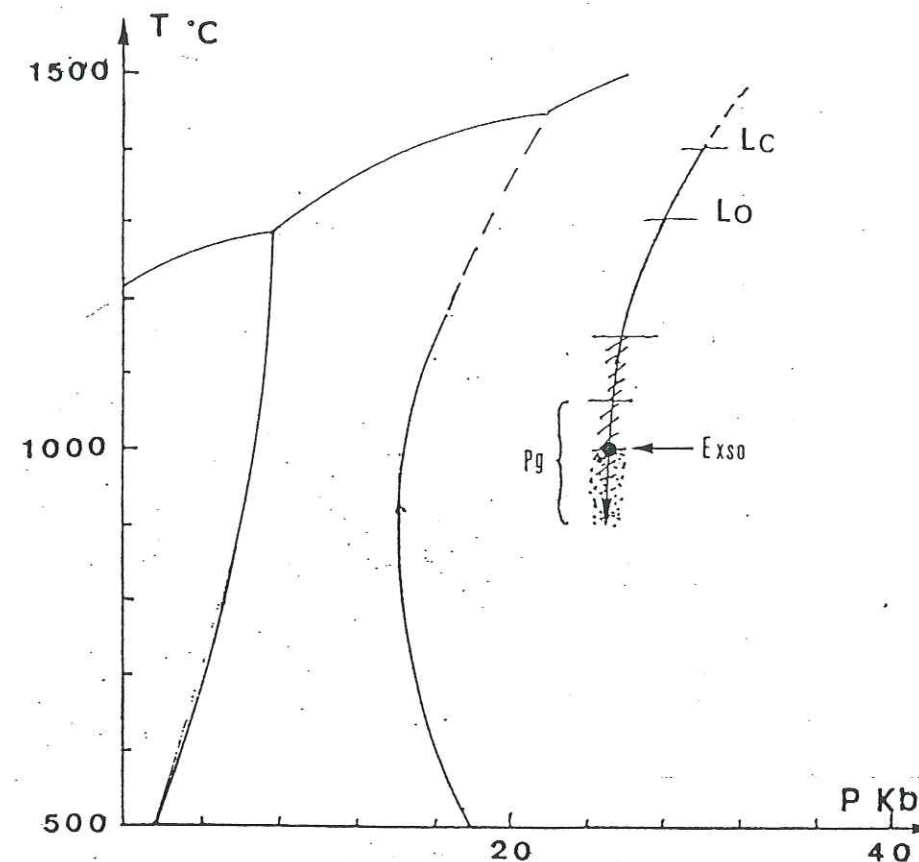
Dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles le spinelle constitue des porphyroclastes, des exsolutions dans les cristaux de cpx ou d'opx et de petits grains entre les cristaux de recuit partiel des reliques de pyroxènes. L'étroite association spinelle-pyroxènes qui ressort de la micrographie (p. 60 et 71) pourrait refléter des liens génétiques entre les deux minéraux. Ces relations qui avaient été envisagées pour les lherzolites des Pyrénées par CONQUERE [1978] trouveraient ici une argumentation dans la nature très alumineuse et magnésienne des spinelles. Cette analogie est confortée par une homogénéité de composition des spinelles des Monts du Lyonnais et des autres complexes ultrabasiques mantelliques "sous-continentaux" (Lherz, Beni Bouchera, Baldissario, etc ...). Les porphyroclastes de spinelle et de pyroxènes peuvent être contemporains ou bien les clastes de spinelle ainsi que les cristaux de pyroxènes qu'ils incorporent résultent de la démixion à partir de pyroxènes hyperalumineux précoces.

L'analyse chimique des porphyroclastes de pyroxène montre qu'ils avaient à l'origine les compositions de bronzite calcique et d'augite magnésienne alumineuses. Il est délicat à partir des analyses à la microsonde d'évaluer ces anciennes compositions qui ont été modifiées par l'expression d'exsolutions de cpx pour les cristaux d'opx, d'opx pour les cristaux de cpx et de spinelle dans les deux cas.

Les conditions thermiques obtenues sont généralement inférieures à 1100°C pour les lherzolites du Bois des Feuilles. Les cristaux d'opx et de cpx en inclusions dans les porphyroclastes de spinelle indiquent un premier réajustement entre 900 et 1000°C. Les porphyroclastes et les cristaux de recuit témoignent d'un deuxième réajustement entre 700 et 900°C. Pour les lherzolites de Chagnon les conditions thermiques tendent à être plus faibles (< 900 °C). Toutefois l'analyse effectuée sur un cristal d'enstatite révèle une teneur très élevée en CaO (2,6%) compatible avec une température voisine de 1300°C inhabituelle pour un faciès à spinelle. Cette composition est un héritage du début de la cristallisation ou d'une disparité d'origine des reliques d'opx.

I-2 Les ultrabasites à spinelle et grenat

Les assemblages à spinelle et grenat sont représentés par des lherzolites dans tous les massifs, des dunites aux Bois des Feuilles et des pyroxénolites à l'Artige (peu étudiées). Le spinelle dont les teneurs en Al et en Cr sont nettement plus variables que dans les lherzolites à spinelle est le plus souvent cerné de grenat riche en pyrope (63,6 à 70,2 %). Cependant à Chagnon de nombreux clastes sans grenat sont observables. De même à l'Artige les coronites de grenat sont très minces, voir absentes. Les autres types de spinelle sont des petits grains au voisinage des porphyroclastes d'opx de bordure des rubans pyroxénolitiques, de rares exsolutions dans les cristaux de cpx et des inclusions dans les olivines. Le grenat en revanche offre une plus grande diversité de formes en plus des coronites:



LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

LC-LO: Limites supérieures indiquées par les analyses d'augite et d'opx calcique

Pg : Intervalle indiqué par la plupart des analyses de porphyroclastes d'opx et de cpx

: Dernier rééquilibrage

PYROXENOLITES A GRENAT

Fig. 139 - Trajectoire PT hypothétique évaluée à partir des analyses des pyroxènes des lherzolites à spinelle et grenat et des pyroxénolites à grenat associées de l'Artige.

- des inclusions dans les porphyroclastes d'olivine [$\approx 70\%$ de Py] (Bois des Feuilles et l'Artige);

- des porphyroclastes poecilitiques à inclusions d'olivine, plus rarement de cpx et de spinelle [67,7 à 72,2 % de Py] (dunites du Bois des Feuilles);

- de nombreux clastes d'origine diverses [coronites, pyroxénolites ou autres] (Chagnon);

- des exsolutions [64,2 à 67,5 % de Py] dans les porphyroclastes de pyroxènes (Bois des Feuilles et l'Artige).

Les pyroxènes des lherzolites offrent des compositions compatibles avec des conditions PT originelles plus sévères que pour les faciès à spinelle. Aux Bois des Feuilles une analyse a révélé une composition d'augite magnésienne correspondant à $T \geq 1300^\circ\text{C}$ et $P \geq 30\text{ Kb}$. Les conditions minimales sont voisines de 900°C et 20 Kb . Les lherzolites de Chagnon qui se caractérisent par une grande dispersion des clastes, offrent un petit grain d'augite magnésienne très riche en Jd et en CaTs. Ce petit cristal accolé à un grain de spinelle indique $T \geq 1400^\circ\text{C}$ et probablement une pression très forte compte tenu du taux de Jd (21,97 %). Un cas identique mais avec un taux normal de Jd a été noté sur un porphyroclaste de cpx à l'Artige. Enfin les reliques d'opx des lherzolites de l'Artige offrent des conditions PT entre 1300 et 900°C pour $25 - 26\text{ Kb}$.

I-3 Les pyroxénolites à grenat

Le grenat constitue aussi une grande variété de formes: grandes plages poecilitiques à inclusions de cpx, rappelant par leur composition ceux des dunites du Bois des Feuilles, des porphyroclastes et de rares exsolutions dans les cristaux de cpx. Les compositions sont aussi très variées (p. 176).

Un cristal d'opx analysé en bordure d'un ruban pyroxénolitique de Chagnon a permis d'envisager des conditions PT entre $1400^\circ\text{C} - 40\text{ Kb}$ et $1000^\circ\text{C} - 20\text{ Kb}$ environ. Les cristaux de cpx témoignent de températures plus modestes (950 à 1050°C) sauf une augite riche en Jd (29,13 %) incluse dans un grenat riche en grossulaire (18,5 à 19,1 %) qui donne une température voisine de 1120°C .

II INTRODUCTION A LA GEOTHERMOBAROMETRIE

En complément à cette première approche des conditions PT et de l'analyse des variations chimiques des principaux minéraux, la partie suivante se propose d'utiliser des formules thermobarométriques. Elles vont permettre lorsque cela est possible d'affiner les estimations faites à l'aide des diagrammes de phases. Ensuite une synthèse des données de la micrographie, des évolutions chimiques et des conditions PT ainsi acquises sera réalisée avant de proposer un scénario géodynamique conforme à ces données ayant conduit la mise en place de ces massifs.

QUATRIEME PARTIE

GEOTHERMOMETRIE

GEOBAROMETRIE

GEOTHERMOMETRIE - GEOBAROMETRIE

Une première estimation des conditions PT a été réalisée dans la troisième partie, parallèlement à l'étude des compositions chimiques des principales phases minérales. Des trajectoires PT différentes pour les faciès à spinelle-grenat et les faciès à spinelle ont pu être ainsi appréhendées. Les conditions les plus anciennes semblent devoir être recherchées à plus de 1300 °C et 30 Kb. Les températures les plus fréquemment obtenues témoignent d'un réajustement entre 1050 et 900 °C et un autre entre 700 et 800°C selon la roche.

La quatrième partie a pour objectif de préciser et de compléter les résultats obtenus dans la troisième partie à l'aide de formules qui donnent T ou P en fonction des compositions des minéraux (ANNEXE n° 4). Ces derniers sont nombreux, utilisant pour la plupart les formules structurales des pyroxènes. Une revue critique de ces modèles expose les raisons qui ont conduit au rejet ou à l'adoption de chacun d'eux, car ils font appel à des assemblages simplifiés par rapport aux milieux naturels ou synthétiques. Les données expérimentales thermodynamiques utilisées par les auteurs pour mettre au point ces modèles et des déséquilibres locaux entre les phases augmentent les imprécisions [LIBOUREL, 1985; HENRY & MEDARIS, 1980].

Les formules structurales sont sélectionnées en tenant compte des phases minérales les plus utiles pour les modèles retenus et la signification de leurs compositions. Les minéraux ainsi choisis sont généralement contigus, supposés en équilibre et appartenant à des paragenèses bien définies caractérisées par des P et T que l'on cherche à retrouver.

CHOIX ET CRITIQUES DES MODELES DISPONIBLES

I GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX LHERZOLITES A SPINELLE

I-1 Couple OLIVINE-OPX

Les géothermomètres de BERGER & VANNIER [1978] (BV78A) et de PODVIN [1985] (PO85A) sont basés sur le partage du Ni et du Mg entre les olivines et les opx. Ils ne sont pas applicables ici en raison des teneurs très faibles en Ni des opx. De plus cette méthode (PO85A) est établie pour 1 atm.

I-2 Couple OLIVINE-SPINELLE

Les géothermomètres basés sur le partage Fe^{2+} -Mg entre olivine et spinelle, en tenant compte des éléments trivalents, donnent des valeurs généralement inférieures à 1000°C. Une grande sensibilité des compositions des olivines aux rééquilibres de basses températures et l'impossibilité de doser Fe^{3+} à la microsonde peuvent être à l'origine de cette imprécision. A titre indicatif, seuls les modèles de FABRIES [1979] (FA79A) et de SACK [1982] (SA82B) sont susceptibles d'être utilisés comme le conseillent LIBOUREL [1985] et MAILLET [1987], ainsi que celui de ROEDER et al. [1979] (RO79A) qui à l'usage donne les températures les plus élevées.

I-3 OPX ou CPX coexistant avec OLIVINE et SPINELLE

Les modèles de MORI [1977] (MO77A, B et C), de MERCIER [1980] (ME80A), de SACHLEBEN & SECK [1981] (SS81A), de GASPARIK & NEWTON [1984] (GN84A) et de BERTRAND et al. [1987] (BE87A) sont basés sur la solubilité de l'Al dans les opx ou les cpz coexistant avec l'olivine et le spinelle. Les deux premiers, qui tiennent compte du Cr, ont été utilisés par MAILLET [1987] et semblent donner de bons résultats.

I-4 Conclusion

Les modèles retenus pour les lherzolites à spinelle (TABLEAU n° 67) utilisent surtout des éléments peu mobiles (Fe, Mg, Al, etc ...). Ces modèles sont:

* pour OLIVINE-SPINELLE: FABRIES [1979] (FA79A), ROEDER et al. [1979] (RO79A) et SACK [1982] (SA82A) (à titre indicatif);

* pour OLIVINE-OPX-SPIN. et OLIVINE-CPX-SPIN.: MORI [1977] (MO77A, MO77B, MO77C, MO77G et MO77H), MERCIER [1980] (ME80A et ME80B), SACHLEBEN & SECK [1981] (SS81A), GASPARIK & NEWTON [1984] (GN84A) et BERTRAND et al. [1987] (BE87A).

REACTION	REFERENCE	CODE
Partage du Ni et du Mg entre OLIVINE et OPX	BERGER & VANNIER [1978] PODVIN [1985]	BV78A PO85A
Partage du Fe^{2+} et du Mg entre OLIVINE et SPINELLE	FUJII [1976] *FABRIES [1979] *ROEDER et al. [1979] *SACK [1982]	FU76A FA79A RO79A SA82A
Solubilité de l'Al dans OPX en équilibre avec OLIVINE et SPINELLE	*MORI [1977] d'après MACGREGOR [1974] * " d'après OBATA [1976] * " d'après ses propres travaux *MERCIER [1980] *SACHLEBEN & SECK [1981] *GASPARIK & NEWTON [1984] *BERTRAND et al. [1987]	MO77A MO77B MO77C ME80A SS81A GN84A BE87A
Solubilité de l'Al dans CPX en	* MORI [1971] d'après HERZBERG & CHAPMAN [1976] * " d'après ses propres travaux *MERCIER [1980]	MO77G MO77H ME80B

TABLEAU n° 67 - Géothermomètres applicables aux lherzolites à spinelle [Voir ANNEXE n° 4]. (*) Modèles utilisables.

II GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX LHERZOLITES A SPINELLE ET/OU GRENAT

II-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX

Le modèle de HERVIG & SMITH [1982] (HS82A) utilise le partage du Cr entre OLIVINE et OPX ou CPX coexistant. Les teneurs très faibles en Cr des olivines, difficiles à doser à la microsonde rendent ces modèles délicats à utiliser dans le cas présent.

II-2 Couple OPX-CPX

Les modèles qui s'appliquent au couple OPX-CPX sont les plus nombreux et les plus utilisés. Ils sont basés sur le solvus Di-En, le partage Fe^{2+} -Mg entre les deux pyroxènes ou la solubilité de l'En ou du Di entre les OPX ou les CPX.

1) Géothermomètres basés sur le solvus Di-En

Tous les modèles basés sur le solvus Di-En sont utilisables. Parmi eux, bien qu'ils soient anciens les géothermomètres de WOOD & BANNO [1973] (WB73A) et de WELLS [1977] (WE77A) sont les plus employés [CARSWELL et GIBB, 1987; MCGUIRE, 1988]. Les modèles de MERCIER [1980] (ME80C) et de MORI [1977] (MO77D, E et F) utilisés par MAILLET [1987] donnent également des résultats satisfaisants.

2) Géothermomètres basés sur le partage Fe^{2+} -Mg entre OPX et CPX

Le géothermomètre de KAWASAKI & MATSUI [1983] (KM83A), établi pour 50 Kb, nécessite des OPX pauvres en Al_2O_3 . Son utilisation est délicate en raison du caractère justement alumineux des opx étudiés. De plus les pressions ne sont pas connues et vraisemblablement inférieures à 50 Kb. Par contre rien ne s'oppose à ce que le modèle de KRETZ [1982] (KR82A) soit retenu.

3) Géothermomètres basés sur la solubilité de l'En ou du Di

Dans la plupart de ces modèles T est fonction de P qu'il faut connaître au préalable. De plus dans les cpx les fractions molaires du Di et de l'En sont calculés en prenant $X_{Di} = 2Ca/(Ca+Mg)$ et $X_{En} = 1 - X_{Di}$. De ce fait les cpx riches en CaTs ou en Di sont inutilisables. Par contre les modèles de GASPARIK [1984] (GA84A et B) sont utilisables dans tous les cas.

4) Autres modèles

Le géothermomètre de MYSEN [1976] (MY76A) basé sur l'échange Cr-Al^{iv} entre OPX et CPX donne des résultats souvent contradictoires avec les autres modèles. Le géothermomètre de HERVIG & SMITH [1980] (HS80A) est difficilement utilisable en raison des très faibles teneurs en Na des OPX sur lesquelles il se base. Le modèle impliquant le Ca dans les CPX de KRETZ [1982] (KR82B) peut-être retenu.

REACTION	REFERENCE	CODE
Distribution du Cr entre OLIVINE et OPX	HERVIG & SMITH [1982]	HS82A
Distribution du Cr entre OLIVINE et CPX	HERVIG & SMITH [1982]	HS82B
Distribution du Cr et Al ^{iv} entre OPX et CPX	MYSEN [1976]	MY76A
Distribution du Na entre OPX et CPX	HERVIG & SMITH [1980]	HS80A
Immiscibilité Di-En	*WOOD & BANNO [1973] *LINDSLEY & DIXON [1976] *WELLS [1977] *MORI [1977] d'après MORI & GREEN [1975] * " d'après HERZBERG & CHAPMAN [1976] * " d'après ses propres travaux *POWELL [1978] *MERCIER [1980] *LINDSLEY et al. [1981] *LINDSLEY et al. [1981] *YAMADA & TAKAHASHI [1984] *NICKEL et al. [1985] *FINNERTY & BOYD [1987] *CARLSON & LINDSLEY [1988]	WB73A LD76A WE77A MO77D MO77E MO77F PO78A ME80C LI81A LI81B YT84A NI85A FB87A CL88A CL88B
Quantité de Ca dans CPX	*KRETZ [1982]	KR82B
Distribution de Fe ²⁺ et Mg entre OPX et CPX	*KRETZ [1982] KAWASAKI & MATSUI [1983]	KR82A KM83A
Distribution de En entre opx et cpx	*GASPARIK [1984] *NICKEL & BREY [1984] *HERZBERG [1978] *	GA84A NB84A HE78A HE78B
Distribution de Di entre opx et cpx	*GASPARIK [1984] *NICKEL & BREY [1984]	GA84B NB84B

TABLEAU n° 68 - Géothermomètres applicables aux lherzolites à spinelle et/ou grenat [Voir ANNEXE n° 4].

(*) Modèles utilisables.

II-3 Conclusion

L'ensemble des modèles impliquant la répartition du Ca, Fe et Mg dans le couple OPX-CPX sont utilisables (TABLEAU n° 68). A l'inverse les modèles de HERVIG & SMITH [1980, 1982] (HS80A, HS82A et HS82B), MYSEN [1976] (MY76A) et de KAWASAKI & MATSUI [1983] (KM83A) sont rejetés.

III GEOTHERMOMETRES APPLIQUABLES AUX PERIDOTITES ET PYROXENOLITES A GRENAT

III-1 Couple OLIVINE-GRENAT

Le modèle de O'NEILL et WOOD [1979] (OW79A) utilise le partage Fe²⁺-Mg entre OLIVINE et GRENAT supposés en équilibre. Il nécessite de connaître la pression par un autre moyen.

III-2 Couple OPX-GRENAT

Les géothermomètres de POWELL [1978] (PO78B) et de HARLEY [1984a] (HA84A) basés sur le partage Fe²⁺-Mg entre OPX et GRENAT sous-estiment fortement T. Par contre les modèles récents de LEE & GANGULY [1988] (LG88A) et de BERTRAND et al. [1988] (BE88A) donnent des résultats plus satisfaisants.

III-3 Couple CPX-GRENAT

Ces géothermomètres concernent le partage Fe²⁺-Mg entre les CPX et les grenats, en tenant compte parfois du Mn [DELANEY et al, 1979] (DE79A et B). D'après CARSWELL & GIBB [1987] le modèle de SAXENA [1979] (SA79A) sous-estime la température de 100 à 300°C par rapport aux autres modèles, ce qui a été vérifié. A l'usage, tous ces modèles fournissent des températures nettement inférieures à celles données par les autres couples et nécessitent de connaître P au préalable. Les géothermomètres applicables au couple CPX-GRENAT ne sont donc utilisables qu'à titre indicatif.

III-4 OPX, CPX et GRENAT coexistants

MERCIER [1980] propose deux modèles (ME80D et E) basés sur la solubilité de l'Al dans l'OPX ou le CPX coexistant avec le GRENAT, qui ne semblent pas avoir été utilisés jusqu'à présent. Il est donc intéressant de les tester et de les confronter aux autres modèles.

III-5 Conclusion

Pour les paragenèses à grenat, les géothermomètres retenus utilisent essentiellement la distribution de Fe²⁺ et de Mg entre OPX et/ou CPX et GRENAT coexistants (TABLEAU n° 69). Cependant les modèles impliquant le CPX seront employés seulement à titre indicatif et si P est déterminable par une autre méthode.

REACTION	REFERENCE	CODE
Distribution de Fe ²⁺ et Mg entre OLIVINE et GRENAT	O'NEILL & WOOD [1979]	OW79A
Distribution de Fe ²⁺ et Mg entre OPX et GRENAT	HARLEY [1984a] POWELL [1978]	HA84A PO78B
	*LEE & GANGULY [1988]	LG88A LG88B
	*BERTRAND et al. [1988]	BE88B
Distribution de Fe ²⁺ et Mg entre CPX et GRENAT	*RAHEIM & GREEN [1974]	RG74A
	*ELLIS & GREEN [1979]	EG79A
	*GANGULY [1979]	GA79A
	*DELANEY et al. [1979]	DE79A
	*DELANEY et al. [1979]	DE79B
	SAXENA [1979]	SA79A
	*DAHL [1980]	DA80A
	*MERCIER [1980]	ME80A
	*POWELL [1985]	PO85A
	*KROGH [1988]	KR88A
OPX, CPX et grenat coexistant	*MERCIER [1980]	ME80D ME80E

TABLEAU n° 69 - Géothermomètres applicables aux péridotites et aux pyroxénolites à grenat [Voir ANNEXE n° 4].
(*) Modèles utilisables.

IV LES GEOBAROMETRES

IV-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX

ADAMS et BISHOP [1982] proposent deux géobaromètres (AB82A et B) basés sur le partage du Ca entre OLIVINE et OPX ou CPX. Les teneurs très faibles en Ca dans les olivines rendent délicat leur emploi.

IV-2 Couple OPX-GRENAT

Ces modèles concernent la solubilité de l'Al dans les OPX coexistant avec des GRENATS. Le modèle de MACGREGOR [1974] ainsi que ceux qui en dérivent [PERKINS & NEWTON, 1980; PERKINS et al., 1981 et YAMADA & TAKAHASHI, 1984] sont considérés comme les meilleurs. Ils ont fait l'objet de formulations adaptées au calcul informatique par FINNERTY & BOYD [1984, 1987] (MC74A, PN80A, PE81A et YT84B). Celui de HARLEY & GREEN [1982] (HG82A) qui ne tient pas compte du Cr et du Mn et celui de HARLEY [1984b] (HA84B) sous-estiment beaucoup P selon CARSWELL & GIBB [1987]. Ces derniers proposent des variantes (HG82B et HA84C) plus fiables (cf. ANNEXE n° 4). Le modèle de WOOD [1974] (WO74A) sous-estimerait aussi P. CARSWELL & GIBB proposent deux variantes (WO74B et C).

La plupart des modèles basés sur la solubilité de l'Al dans les OPX se heurtent à l'influence mal connue du Cr sur celle-ci. Pour les échantillons riches en Cr les pressions tendent à être exagérées [CARSWELL & GIBB, 1987]. Seuls les modèles complexes qui tiennent compte du Cr sont alors utilisables tel que celui de NICKEL & GREEN [1985] (NG85A) considéré comme le meilleur selon CARSWELL & GIBB [1987] et FINNERTY & BOYD [1987].

REACTION	REFERENCE	CODE
Partage du Ca et du Mg entre OLIVINE et OPX	ADAMS & BISHOP [1982]	AB82A
Partage du Ca et du Mg entre OLIVINE et CPX	ADAMS & BISHOP [1982]	AB82B
OPX alumineux et GRENAT, système MAS	*MACGREGOR [1974]	MC74A
Même chose dans le système CMAS	*PERKINS et al. [1981]	PE81A
	*PERKINS & NEWTON [1980]	PN80A
	*YAMADA & TAKAHASHI [1984]	YT84B
	*GASPARIK [1984]	GA84C
Même chose dans le système FMAS	*WOOD [1974]	WO74A
	*WO74A modifié par CARSWELL & GIBB [1987]	WO74B
	*HARLEY & GREEN [1982]	HG82A
	*HA82A modifié par CARSWELL & GIBB [1987]	HG82B
	*HARLEY [1984b]	HA84B
	*HA84B modifié par CARSWELL & GIBB [1987]	HA84C
Même chose dans le système Cr-CMAS	*NICKEL & GREEN [1985]	NG85A
Même chose dans le système Cr-FMAS	*WO74A modifié par CARSWELL & GIBB [1987]	WO74C

TABLEAU n° 70 - Géobaromètres applicables aux pyroxènes et grenats associés [Voir ANNEXE n° 4].
(*) Modèles utilisables.

IV-3 Conclusion

Les géobaromètres basés sur la solubilité de l'Al dans les OPX coexistants avec du grenat seront très utiles pour déterminer la pression de cristallisation des paragenèses à OPX et grenat (TABLEAU n° 70).

CHOIX DES ANALYSES

I LES MATERIAUX EXPLOITABLES

D'après les critiques faites au chapitre précédent, il est clair que les géothermomètres et les géobaromètres les plus utiles sont ceux qui sont applicables aux pyroxènes coexistants avec le spinelle ou le grenat. Le travail se bornera aux lherzolites et aux pyroxénolites. Les dunites qui contiennent peu ou pas de pyroxènes "primaires" ne sont pas traitées. Deux autres matériaux ne peuvent pas non plus être examinés:

- les lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon en raison du manque d'analyses de cpx et des risques de mélanges de cristaux d'origines diverses par une mylonitisation plus intense qu'ailleurs;

- les clinopyroxénolites de Chagnon car les analyses ont surtout porté sur les cpx et les grenats et que les applications des modèles ne conduisent pas à des résultats cohérents.

Les matériaux exploitables sont donc:

- * les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles et de Chagnon;
- * les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles et de l'Artige.
- * un cristal d'opx dans un ruban pyroxénolitique de Chagnon.

II LES LHERZOLITES DU BOIS DES FEUILLES

II-1 Les lherzolites à spinelle

Les conditions PT seront calculées à l'aide des géothermomètres s'appliquant aux opx, cpx et spinelles. L'étude micrographique (p. 58 à 62) montre que les inclusions, les porphyroclastes et les cristaux de recuit s'individualisent nettement d'après leurs compositions chimiques et traduisent des conditions pétrologiques différentes. De ce fait les analyses qui vont être introduites dans les modèles sont sélectionnées par type et par composition. Cependant, pour un type de minéral donné, les variations chimiques sont très homogènes quelque soit le site d'analyse sur la lame mince.

Les inclusions de pyroxènes dans les cristaux de spinelle

Les inclusions d'opx et de cpx dans les cristaux de spinelle ont permis d'obtenir les plus fortes températures (900 - 1000 °C) que peut offrir cet échantillon. Plus exactement les températures les plus élevées correspondent aux bronzites les plus calciques et aux augites et diopsides les plus magnésiennes. De ce fait les analyses d'opx et de cpx sont classées par ordre décroissant des teneurs respectives en chaux et en enstatite (TABLEAU n° 71).

Les porphyroclastes d'opx, de cpx et de spinelle

Les porphyroclastes de bronzite et de diopside alumineux offrent des évolutions semblables à celles des inclusions précédentes, mais témoignent de températures d'équilibre plus faibles entre 700 et 900 °C. Ceci est dû au fait que les porphyroclastes sont plus proches en compositions d'enstatite et que les diopsides sont moins magnésiens. De ce fait pour les couples OPX-CPX les analyses sont sélectionnées de la même façon que pour les inclusions (TABLEAU n° 72) car les géothermomètres qui leurs sont appliqués se basent essentiellement sur leurs constituants magnésiens et calciques. Pour les triplés OL-OP-SP et OL-CP-SP l'accent sera mis sur les variations en molécules de Tschermack puisque les modèles font plus appel aux constituants alumineux des pyroxènes. Les analyses de spinelle sont choisies par ordre décroissant du rapport 100 Cr / (Cr + Al) conformément au critère de CARSWELL [1980]. Toutefois les faibles variations de ce rapport (p. 122) ne jouent pas beaucoup sur celles des résultats. Cependant les fluctuations en Jd des diopsides doivent traduire des variations de P.

Les cristaux de recuit

Les compositions peu différentes des cristaux de recuit d'enstatite et de diopside alumineux (p. 133 et 117), ne nécessitent pas un choix particulier des analyses. Elles seront toutes utilisées (TABLEAU n° 73) dans le but de préciser les conditions du dernier réajustement qui avaient été estimées entre 700 et 850 °C (p. 147).

Autres types

Une exsolution de spinelle dans un porphyroclaste de diopside et le triplé constitué par une coronite d'olivine qui s'est développée au contact d'une inclusion de spinelle dans un cristal d'opx sont utilisables. Une approche des conditions d'équilibre de l'exsolution et de réaction éventuelle entre olivine, opx et spinelle pourra être faite. Dans le premier cas seront utilisés les modèles pour cpx et spinelles associées (TABLEAU n° 74). Pour le second cas les modèles pour opx et spinelles associés seront utilisés.

II-2 Les lherzolites à spinelle et grenat

L'objectif du traitement des lherzolites à spinelle et grenat est de préciser les conditions P/T qui ont déterminé l'expression des exsolutions de grenat par les pyroxènes. L'analyse micrographique a conduit à proposer un domaine entre 1300°C - 30 Kb et 900°C - 20 Kb.

Les minéraux utilisables sont des enstatites, des augites et diopsides et des grenats. Les spinelles ne seront pas utilisés en raison de la coronitisation par le grenat qui a sensiblement modifié leurs compositions (p. 135). Les analyses d'opx et de cpx sont sélectionnées selon le même principe que précédemment (TABLEAU n° 76).

III-1 Les lherzolites à spinelle

Dans la troisième partie une analyse effectuée sur un cristal d'enstatite avait révélé des teneurs exceptionnelles et CaO témoinnant une température à 1300°C, ce qui est beaucoup pour un faciès à spinelle. Toutefois la roche a subi une série de réajustement tardifs entre 900 et 750 °C. L'analyse géothermométrique aura donc pour but de préciser les conditions de rééquilibrage de ces métalherzolites. La sélection des analyses (TABLEAU n° 77) repose sur les mêmes critères que celle effectuée pour les lherzolites du Bois des Feuilles.

L'analyse d'une exsolution de cpx dans un cristal d'opx avait révélé une température très faible. L'application des géothermomètres pour OPX-CPX permettra peut-être d'attribuer cette température au dernier rééquilibrage ou bien à l'équilibre réel de l'expression de l'exsolution.

Enfin une coronite de spinelle autour d'une inclusion d'olivine dans un opx est susceptible de fournir des valeurs de T et de P permettant de caler son apparition par rapport aux autres événements.

III-2 Les pyroxénolites à grenat

Un essai est tenté sur un cristal d'opx calcique de bordure d'un ruban de pyroxénolite à grenat (p. 168). Ce cristal avait conduit à estimer les conditions PT les plus élevés ($T \geq 1400^\circ\text{C}$ et $P \geq 40 \text{ Kb}$). Un équilibre est intervenu vers 1000 °C pour 25 Kb.

IV LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT DE L'ARTIGE

Malgré le caractère mylonitique des lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige les conditions P/T pourront être calculées en raison des compositions homogènes des minéraux (p. 187 à 194). Les modèles qui vont être utilisés pourront s'appliquer aux porphyroclastes d'opx, de cpx mais aussi de spinelle malgré la très fine coronite de grenat qui les cerne. Cette coronitisation a discrètement modifié les compositions des spinelles, en particulier des plus alumineux. La sélection des analyses suit la même logique que précédemment (TABLEAU n° 79).

EVALUATION DES CONDITIONS P/T DES PERIDOTITES A GRENAT

I INTRODUCTION

Le fait que certains modèles nécessitent de connaître P ou T, oblige de procéder différemment selon le matériau traité. De plus et malgré une première sélection (CHAPITRE I), pour chaque objet traité certains modèles donnent des résultats éloignés par rapport aux autres. Les températures sont parfois anormalement fortes, soit au contraire faibles en raison d'une mauvaise adaptation du modèle au cas analysé. De ce fait seront seulement pris en compte les résultats voisins et jugés représentatifs en accord avec les premières estimations (TROISIEME PARTIE). Enfin les résultats finaux seront constitués par les moyennes des températures et des pressions fournies par chacun de ces modèles pour un couple d'analyses donné. Les numéros indiqués dans les tableaux renvoient à une banque de données qui rassemble toutes les analyses effectuées à la microsonde et les formules structurales correspondantes.

II LES LHERZOLITES DU BOIS DES FEUILLES

II-1 Les lherzolites à spinelle

A) Les inclusions

* Mode opératoire

Ne disposant que de quelques analyses d'opx et de cpx, la détermination des températures et des pressions a été pratiquée en deux étapes.

1°) La température est estimée à l'aide des géothermomètres basés sur les constituants calciques et magnésiens des cpx et opx qui ne nécessitent pas de connaître P : WOOD & BANNO [1973] (WB73A), WELLS [1977] (WE77A), MORI [1977] (MO77D, E et F), MERCIER [1980] (ME80C) et KRETZ [1982] (KR82A et B);

2°) La pression est ensuite déterminée en réalisant plusieurs itérations (à 10, 15 et 20 Kb) avec les géothermomètres utilisant les constituants calciques et magnésiens des OPX et des CPX, mais qui nécessitent de connaître P (LI76A, YT84A, ...), jusqu'à obtenir des températures voisines de celles obtenues au 1°.

* Résultats

1° Etape: Les modèles qui donnent les températures les plus conformes à la première estimation (900-1000°C) sont WOOD & BANNO [1973] (WB73A), WELLS [1977] (WE77A), MORI [1977] (MO77F) et MERCIER [1980] (ME80C).

2° Etape: Le seul modèle retenu est celui de GASPARIK [1984] (GA84A) qui fournit pour 20 Kb, des températures proches de celles obtenues précédemment. Mais il est impossible de calculer T à l'aide de GA84A pour les quatre derniers couples qui comportent l'analyse n° 6 de cpx riche en diopside (Ca>Mg).

Les températures moyennes obtenues à l'aide des cinq géothermomètres retenus s'échelonnent entre 837 et 1051 °C (TABLEAU n° 71). Les autres modèles donnent des températures nettement plus faibles. Selon le modèle de GASPARIK [1984a], la pression est de 20 Kb.

COUPLE OPX-CPX	WB73A ° C	WE77A ° C	MO77F ° C	ME80C ° C	GA84A °C 20Kb	T en ° C
32-15	1082	1010	1059	1058	1046	1051
6-15	1076	998	1039	1056	1036	1041
11-15	1073	995	1036	1057	1040	1040
7-16	1037	944	958	1013	958	982
8-16	1029	939	952	1012	958	978
9-16	1031	934	940	1012	954	974
6-16	1026	933	943	1012	957	974
8-5	994	899	889	959	924	933
9-5	996	894	877	959	920	929
10-5	996	894	877	959	921	929
7-6	953	846	801	788	-	847
10-6	948	838	784	788	-	840
9-6	948	838	784	788	-	840
11-6	940	835	784	788	-	837

TABLEAU n° 71 - Géothermométrie des inclusions de pyroxènes dans les cristaux de spinelle. T ne peut-être estimée à l'aide de GA84A pour l'analyse de cpx n° 6 car Ca>Mg.

B Les porphyroclastes

* Mode opératoire

Les conditions P/T sont déterminées de la même façon que pour les inclusions et en utilisant les cinq modèles retenus précédemment. Etant donné que le spinelle existe aussi en porphyroclaste, les géothermètres utilisant la solubilité de l'Al dans les pyroxènes en équilibre avec du spinelle sont aussi utilisés.

* Résultats

A l'aide des couples OPX-CPX on obtient des températures moyennes qui varient entre 840 et 900°C, avec deux extrêmes: l'un à 843 et l'autre à 1018°C. A l'aide des opx et des spinelles les moyennes varient entre 792 et 970 °C. Les plus élevées entre 995 et 1085 °C ont été obtenues à l'aide des cpx et spinelles.

C Les cristaux de recuit

La démarche pour estimer la température du recuit qui affecte les porphyroclastes de cpx et d'opx est la même qu'auparavant. Les températures de recuit obtenues varient entre 817 et 887 °C.

D Exsolution et coronite

La coronite d'olivine autour d'une inclusion de spinelle dans un cristal d'opx fournit une température moyenne de 896 °C, ce qui correspond sensiblement aux températures de recuit des opx.

En revanche les températures moyennes tirées des exolutions de spinelle dans un cristal de cpx varient entre 1076 et 1093°C.

COUPLE OPX-CPX	WB73A ° C	WE77A ° C	MO77F ° C	ME80C ° C	GA84A °C 20Kb	T en ° C
3 - 13	1063	984	1019	970	1058	1018
19 - 2	977	871	840	927	882	899
15 - 11	939	830	775	886	856	857
24 - 14	936	833	783	838	859	849
17 - 3	929	817	752	903	835	847
18 - 4	928	814	748	901	836	843
PARAGENESE OL-OP-SP	MO77A ° C	MO77B ° C	MO77C ° C	ME80A ° C	BE87A °C 20Kb	T en ° C
3 - 18 - 11	899	917	1056	897	1085	970
3 - 29 - 2	885	904	1041	882	1045	951
3 - 19 - 3	851	873	1004	868	1017	922
3 - 24 - 12	841	863	992	867	1029	918
3 - 13 - 2	776	806	921	812	938	850
3 - 15 - 8	758	791	900	824	934	841

PARAGENESE OL-CP-SP	MO77G ° C	MO77H ° C	T en ° C
3 - 11 - 12	1114	1056	1085
3 - 1 - 8	1107	1050	1079
3 - 12 - 3	1104	1044	1076
3 - 3 - 2	1101	1044	1073
3 - 4 - 8	1096	1040	1068
3 - 2 - 2	1083	1028	1056
3 - 14 - 8	1067	1013	1040
3 - 13 - 11	1020	970	995

TABLEAU n° 72
Géothermométrie des
porphyroclastes d'opx
de cpx et de spinelle

COUPLE OPX-CPX	WB73A ° C	WE77A ° C	MO77F ° C	ME80C ° C	GA84A °C 20Kb	T en ° C
23 - 8	975	874	848	851	887	887
22 - 8	969	867	838	851	887	882
23 - 9	940	838	789	777	839	836
22 - 9	934	832	780	778	840	832
23 - 10	933	825	767	810	819	830
22 - 10	928	819	758	810	819	826
23 - 7	927	816	751	791	821	821
22 - 7	922	810	742	791	821	817

TABLEAU n° 73 - Géothermométrie des cristaux de recuit de pyroxène.

Coronite d'olivine entre spinelle et opx							Exsolution de spinelle dans les cpx			
PARAGENESE OL - OP - SP	MO77A ° C	MO77B ° C	MO77C ° C	ME80A ° C	BE87A °C 15Kb	T en ° C	ASSOCIATIONS OL - CP - SP	MO77G ° C	MO77H ° C	T ° C
16 - 33 - 21	856	876	1009	868	882	896	3 - 1 - 1	1123	1064	1093
							3 - 3 - 1	1122	1064	1095
							3 - 4 - 1	1112	1054	1083
							3 - 2 - 1	1104	1047	1076

TABLEAU n° 74 - Géothermométrie d'une coronite d'olivine entre une inclusion de spinelle et le cristal d'opx qui la contient et d'une exsolution de spinelle dans un porphyroclaste de cpx

E Conclusion: évolution thermique des paragenèses des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles

La palette de températures obtenues à l'aide des différents types d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle s'étale de 817 à 1090 °C. Les inclusions d'opx et de cpx dans les porphyroclastes de spinelle offrent des valeurs comprises entre 1000 et 1085°C. Pour les porphyroclastes les températures les plus élevées (995 - 1085 °C) ont été calculées à l'aide des triplés Ol-Cp-Sp. Les couples OPX-CPX et les triplés Ol-Op-Sp ont donné des températures plus modestes entre 843 et 1018 °C. Enfin les cristaux de recuit témoignent d'un réajustement entre 817 et 887 °C. Quant à la pression elle peut-être estimée voisine de 20 Kb.

Un épisode thermique entre 800 et 900°C est responsable du recuit partiel et d'un réajustement de composition qui affectent les reliques. Les porphyroclastes de diopside ont mieux conservé leurs anciennes compositions puisqu'ils permettent d'obtenir les conditions les plus élevées que les opx qui donnent des valeurs nettement plus faibles. Les compositions qui donnent des températures supérieures à 1000°C sont susceptibles d'être très anciennes. Les valeurs intermédiaires peuvent résulter d'un événement thermique entre 900 et 1000°C ou bien refléter les diverses étapes de l'évolution en cours des compositions des opx affectés par le dernier équilibre.

Les exsolutions de spinelle fournissent des températures plus élevées (1076 - 1093°C). Il pourrait s'agir de caractères très anciens, contemporains des plus anciens événements ayant affectés les cristaux de diopside.

En ce qui concerne la coronite le résultat obtenu n'est pas concluant car il tombe dans l'intervalle du recuit. Cette coronitisation peut-être attribuée au dernier équilibre ou bien à une vieille association affectée par ce dernier.

	OPX-CPX	Ol-Op-Sp	Ol-Cp-Sp
Inclusion dans des Cx. de spinelle	837 - 1051		
Porphyroclastes	843 - 1018	841 - 970	995 - 1085
Exsolution de spinelle dans cpx			1076 - 1093
Coronite d'olivine entre opx et sp.	896		
Cristaux de recuit	817 - 887		

TABEAU n° 75 - Températures obtenues pour les différents types de phases des lherzolites à spinelle.

En conséquence les températures obtenues sont relativement élevées (>900°C) pour des lherzolites à spinelle dont les valeurs maximales doivent avoisiner 1100°C [CARSWELL, 1980]. Ceci confirme une certaine fraîcheur de cette roche malgré un recuit qui a sensiblement affecté la composition des opx entre 817 et 887°C.

II-2 Les lherzolites à spinelle et grenat

* Mode opératoire

Le calcul des conditions PT qui ont présidé à l'apparition des exsolutions du grenat dans les porphyroclastes d'enstatite et de diopside a été réalisé en trois étapes.

1°) Les températures sont calculées à l'aide des géothermomètres indépendants de la pression utilisant les constituants calciques et magnésiens dans les OPX et les CPX associés.

2°) La pression est ensuite déterminée avec les géobaromètres basés sur la solubilité de l'alumine dans les opx associés au grenat en introduisant les températures moyennes trouvées au 1°).

3°) La température est à nouveau calculée, mais avec les géothermomètres fonctions de P pour les couples OPX-CPX en faisant plusieurs itérations de P en tenant compte des pressions trouvées au 2°) pour vérifier que l'on retrouve à peu près les mêmes valeurs qu'au 1°.

* Résultat

1° Etape: les températures moyennes calculées varient entre 901 et 1224°C.

2° Etape : Les températures ainsi calculées permettent d'obtenir à l'aide des géobaromètres des pressions moyennes qui varient entre 20 et 35 Kb. Les géobaromètres qui n'ont pas été retenus (GA84A, WB74C, HA84C) donnent des résultats inférieurs de 10 Kb environ.

3° Etape : les géothermomètres retenus donnent des températures voisines de celles de la 1° étape pour des pressions comprises entre 30 et 35 Kb. Dans ces modèles $X_{D1} = 2 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ (ANNEXE n° 4) ce qui rend inexploitable les couples 3-1 et 1-5 pour lesquels $\text{Ca} > \text{Mg}$ dans les formules structurales du cpx.

Les températures obtenues à l'aide des géothermomètres utilisant les cpx et les grenats associés ne sont pas présentées à cause de leur faiblesse par rapport aux autres modèles. Les plus élevées (979 et 972°C) ont été fournies respectivement par RG74A et GA79A pour 35Kb.

* Conclusion

Les géothermomètres basés sur les constituants calciques et magnésiens des OPX et des CPX indiquent des températures comprises entre 900 et 1287 °C. Les pressions obtenues avec l'alumine en solution dans les opx varient entre 20 Kb pour 900°C et 35 Kb pour 1224 °C. Ceci confirme les estimations de la troisième partie (900 °C - 20 Kb à 1300 °C - 30 Kb). à H.T la pression est plus élevée que celle qui avait été estimée dans la troisième partie. Si pour 1224 °C P est voisine de 35 Kb, pour 1300°C P se rapproche de 40 Kb.

Les conditions maximales de 1300°C et 40 Kb sont probablement contemporaines de l'expression des cristaux de cpx et des lamelles de grenat ou de la démixion d'un pyroxène hyperalumineux apparu à des conditions encore plus sévères.

1° Etape: Détermination de T					
PARAGENESE OPX-CPX	WB73A ° C	WE77A ° C	MO77F ° C	ME80C ° C	T en ° C
3 - 2	1242	1191	1263	1199	1224
4 - 3	1091	980	1005	1020	1024
3 - 1	975	868	831	929	901
1 - 5	1068	969	987	943	992

2° Etape: Détermination de P en fonction de T									
OP-GR	T en ° C	MC74A en Kb	PN80A en Kb	PN81A en Kb	YT84B en Kb	WO74B en Kb	HG82B en Kb	NG85A en Kb	P en Kb
2 - 27	1224	39	36	35	34	33	34	35	35
4 - 26	1024	29	26	28	30	26	28	28	28
3 - 28	901	20	18	22	21	17	19	20	20
1 - 7	992	30	27	29	36	26	29	30	30

3° Etape: Détermination de T en fonction de P							
PARAGENESE OPX-CPX	P en Kb	LI76A en ° C	YT84A en ° C	NI85A en ° C	HE78A en ° C	GA84A en ° C	T en ° C
2 - 2	30	1259	1249	1346	1288	1296	1287
4 - 3	35	873	810	1189	1121	1126	1024

TABLEAU n° 76 - Géothermométrie et géobarométrie des opx et des cpx et de leurs exsolutions de grenat.

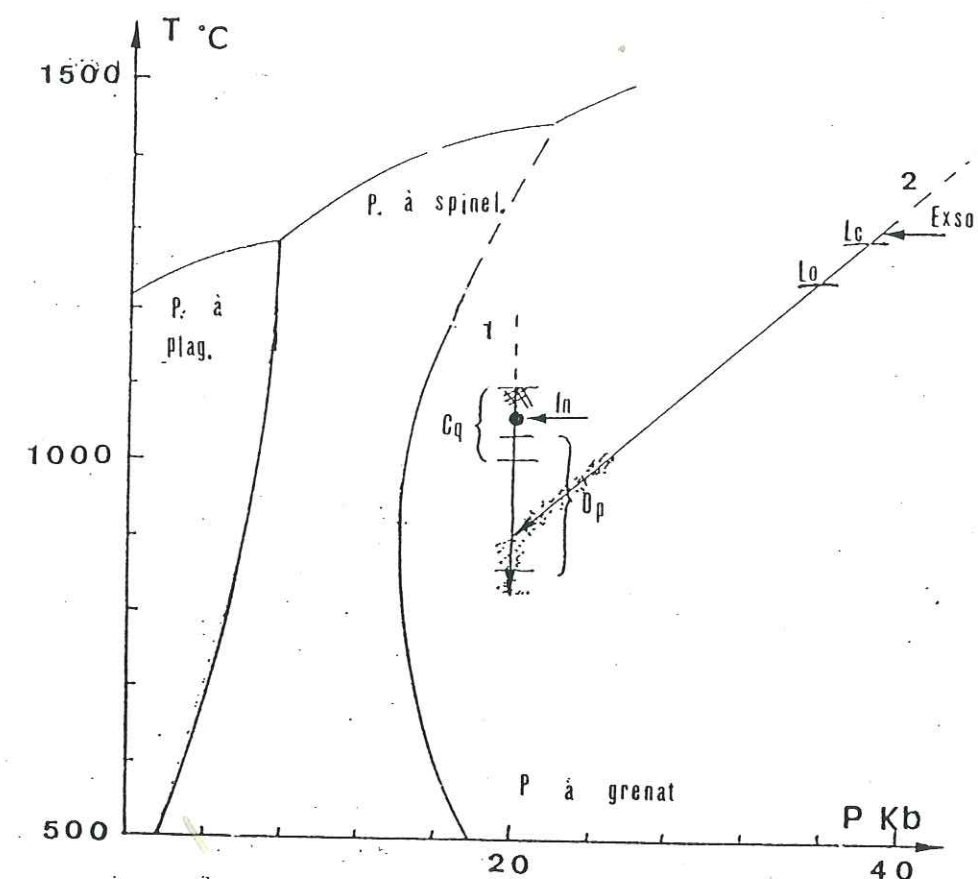
II-3 Conclusion

Les trajectoires PT obtenues pour les deux types de roches sont nettement différenciées (fig. 140). Les conditions les plus anciennes sont très différentes, mais se rejoignent dans les conditions d'équilibre.

Pour les lherzolites à spinelle les températures obtenues sont par ordre décroissant:

- 1076 à 1093 °C pour l'expression d'exsolutions de spinelle dans des porphyroclastes de diopside;
- 995 à 1085 °C pour les porphyroclastes de diopside;
- 841 à 1018 °C pour les porphyroclastes de bronzite;
- 817 à 887 °C pour le dernier équilibre.

Les conditions obtenues pour les exsolutions de spinelle laissent présager des températures encore plus élevées (> 1100°C) pour des cristaux d'augite alumineuse antérieurs à l'expression du spinelle. Le thermobaromètre de GASPARIK [1984a] (GA84A) est le seul modèle qui donne des températures équivalentes mais pour 20 Kb environ. Il serait aventureux de se fier à ce seul résultat mais cela peut présumer de pressions relativement fortes pour un faciès à spinelle.



1 : LHERZOLITES A SPINELLE

- Exso : Exsolution de spinelle
- In : Inclusions de bronzite et de diopside dans les porphyroclastes de spinelle
- Cp - Op : Intervalles correspondant aux porphyroclastes de bronzite et de diopside
- Op : Zone du dernier équilibre

2 : LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

- Exso : Exsolution de grenat
- Lc-Lo : Conditions maximales obtenues pour les porphyroclastes d'opx et de cpx (tous à exsolution de grenat)
- Op : Conditions d'équilibre

Fig. 140 - Trajectoires PT hypothétiques obtenues par l'application des géothermomètres et géobaromètres applicables aux OPX, et CPX en équilibre avec du spinelle ou du grenat.

Pour les lherzolites à spinelle et grenat l'exploitation des analyses des porphyroclastes d'enstatite, de diopside/augite et de leurs exsolutions de grenat a permis de préciser leur trajectoire à partir de 1224 °C et 35 Kb et les conditions d'équilibre vers 900 °C et 20 Kb, ce qui rejoint celles des porphyroclastes des lherzolites à spinelle. Les températures supérieures ou égales à 1300°C envisagées pour une augite magnésienne dans la troisième partie correspondrait alors à une pression voisine de 40 Kb.

III LES ULTRABASITES DE CHAGNON

III-1 Les lherzolites à spinelle

A Les porphyroclastes

* Mode opératoire

Seules des analyses de bronzite et d'enstatite alumineuses et de spinelle sont disponibles. De ce fait seuls les géothermomètres ne nécessitant pas la connaissance de P applicables au triplé Ol-Op-Sp sont utilisables.

* Résultats

Les températures moyennes s'étalent entre 737 et 907 °C. La plus élevée correspond à l'analyse n° 27 qui offre une teneur élevée en Al₂O₃ (4,02 %) par rapport aux autres analyses. L'analyse n° 15 qui offre la teneur la plus élevée en CaO (2,6 %) (TABLEAU n° 42, p. 151) et qui témoignait d'une température voisine de 1300°C ne donne pas ici des valeurs très fortes (795 à 822°C), probablement à cause de sa faible concentration en Al₂O₃ (2,78 %) qui est utilisée ici. Il y a donc un découplage des évolutions des teneurs en CaO et Al₂O₃ dans ces cristaux d'OPX. Toutefois ces valeurs sont conformes à celles trouvées pour la plupart des analyses (< 900 °C, p. 153 à 154).

B Les cristaux de recuit

Les températures sont calculées de la même façon que pour les cristaux précédents. Les valeurs calculées sont aussi très faibles et varient entre 771 et 881 °C. Elles sont conformes aux premières estimations (< 900 °C, p. 153). Pour l'analyse n° 2 d'exsolution de cpx, les modèles WE77A et MO77F donnent des valeurs nettement plus basses que pour l'analyse n° 1 (Dans les deux modèles le coefficient de partage $K = ([XMg]_{M1} [XMg]_{M2})_{cpx} / ([XMg]_{M1} [XMg]_{M2})_{opx}$ et $([XMg]_{M1} [XMg]_{M2})_{dans\ l'analyse\ n^{\circ}\ 2} \ll ([XMg]_{M1} [XMg]_{M2})_{dans\ l'analyse\ n^{\circ}\ 1}$).

C Les exsolutions et la coronite

* Mode opératoire

Pour la coronite de spinelle autour d'une inclusion d'olivine dans un cristal d'opx la démarche suit la même logique que pour les types précédents.

Pour les exsolutions de cpx dans l'opx les géothermomètres ne nécessitant pas la connaissance de P seront utilisés. Ces exsolutions sont très calciques et le rapport Ca/Mg est supérieur à 1, ce qui rend inutilisables les géothermomètres fonctions de P tels que ceux de LINDSLEY et al. [1976] (LI81A et B) pour lesquels $X_{D1} = 2Ca/(Ca + Mg)$. P ne pourra donc pas être calculée pour ces exsolutions.

* Résultats

Les températures calculées pour la coronite de spinelle varient entre 806 et 881 °C. Celles pour les exsolutions sont toutes aussi faibles entre 710 et 880 °C. Ces valeurs correspondent à celles obtenues pour les cristaux de recuit et les porphyroclastes. Ceci laisse présager un rééquilibrage tardif important qui a homogénéisé toutes les compositions, effaçant les anciennes compositions.

LES PORPHYROCLASTES				
PARAGENESE OL - OP - SP	MO77B ° C	MO77C ° C	ME80A ° C	T en ° C
8 - 27 - 14	842	966	912	907
8 - 12 - 13	828	949	937	905
8 - 4 - 11	823	943	928	898
8 - 15 - 3	746	840	880	822
8 - 15 - 13	745	839	876	820
8 - 15 - 11	739	831	859	810
8 - 15 - 14	730	818	837	795
8 - 13 - 4	677	742	792	737
CORONITE DE SPINELLE AUTOUR D'UNE INCLUSION D'OLIVINE DANS UN CRISTAL D'OPX				
10 - 8 - 6	822	942	878	881
10 - 5 - 8	813	930	894	879
10 - 22 - 7	775	880	892	849
10 - 7 - 7	737	828	852	806
CRISTAUX DE RECUIT				
15 - 23 - 17	763	864	1015	881
14 - 25 - 17	758	856	1016	877
13 - 25 - 16	745	838	969	851
14 - 24 - 16	736	827	976	846
13 - 25 - 15	706	784	822	771

EXSOLUTION DE CPX DANS UN CRISTAL D'OPX						
PARAGENESE OPX-CPX	WB73A ° C	WE77A ° C	MO77E ° C	MO77F ° C	ME80C ° C	T ° C
15 - 1	914	801	970	858	857	880
14 - 1	900	787	955	834	848	865
13 - 1	894	785	954	832	848	863
15 - 2	792	660	807	586	775	724
14 - 2	780	650	795	567	767	712
13 - 2	776	648	795	565	767	710

TABLEAU n° 77 - Géothermométrie à partir des associations à olivine, opx et spinelle.

D Conclusion

La plupart des températures calculées sont comprises entre 710 et 880 °C tous types confondus. Seuls les analyses de porphyroclastes d'opx les plus alumineuses donnent des valeurs jusqu'à 907 °C. Ceci suggère un important rééquilibrage tardif, probablement contemporain de la formation des cristaux de recuit de pyroxène. Cet épisode a du effacer toutes traces d'événements antérieurs (exsolutions de cpx, réaction entre olivine, opx et spinelle, etc ...).

III-2 Les pyroxénolites à grenat

* Mode opératoire

Pour calculer T les quatre analyses effectuées sur un cristal d'opx de bordure (p. 168) vont être utilisées. Ne disposant pas d'analyse de cpx sur le même site, susceptible d'être considéré en équilibre avec ce cristal, T ne peut pas être calculée directement. De ce fait il faut utiliser les valeurs qui avaient été estimées à l'aide du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] (p. 169) et les introduire dans les géobaromètres basés sur la solubilité de l'alumine dans les opx coexistant avec du grenat. Ensuite on peut comparer les pressions ainsi calculées avec celles envisagées avec les diagrammes de phases graphiques (p. 170). Les températures de prévisions sont 1000 °C et 1450 °C environ (p. 170).

* Résultats

Si l'on considère la température de 1000 °C établie à l'aide du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] (p. 157) pour les analyses qui offrent le rapport $Ca/(Ca + Mg)$ minimum, la pression moyenne calculée est de 22 Kb (TABLEAU n° 78). Celle ci s'élève entre 38 et 41 Kb si l'on utilise une température de 1450 °C. Les valeurs de P ainsi calculées sont conformes à celles qui avaient été évaluées avec les diagrammes de phases de l'alumine en solution dans les OPX (p. 157).

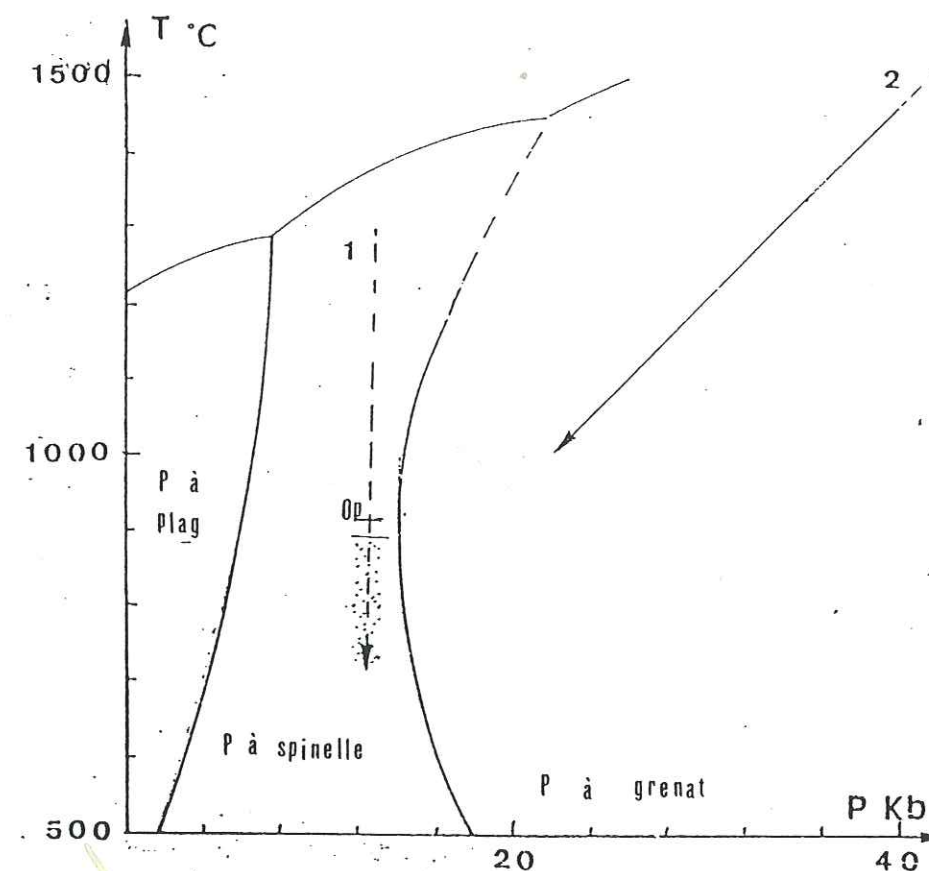
PARAGENÈSE OP - GR	T en °C	HC74A en Kb	PN80A en Kb	PN81A en Kb	WO74B en Kb	WO74C en Kb	HG82A en Kb	HG82B en Kb	HA84C en Kb	NG85A en Kb	P en Kb
3 - 6	1450	44	41	38	37	36	35	37	30	40	38
1 - 6	1450	46	42	40	42	38	37	42	34	45	41
4 - 6	1000	24	22	25	20	19	20	22	20	23	22
2 - 6	1000	24	22	25	20	19	20	22	20	23	22
3 - 7	1450	44	41	38	38	36	35	37	31	41	38
1 - 7	1450	46	42	40	43	38	37	42	35	46	41
4 - 7	1000	24	22	25	21	19	20	22	20	23	22
2 - 7	1000	24	22	25	21	19	20	22	21	23	22

TABLEAU n° 78 - Géobarométrie d'un cristal d'opx de bordure d'un ruban de pyroxénolite à grenat.

III-3 Conclusion

L'exploitation des cristaux de pyroxènes des lherzolites à spinelle de Chagnon a surtout permis de préciser les températures du dernier réajustement entre 710 et 880 °C.

Les conditions calculées pour le cristal d'opx calcique de bordure coexistant avec du grenat sont très élevées entre 1450 °C et 1000 °C pour la température et 40 Kb et 22 Kb pour la pression.



1: LHERZOLITES A SPINELLE

2: CRISTAL D'OPX DE BORDURE D'UN RUBAN PYROXENOLITIQUE A GRENAT

Op : T Max. obtenue pour les porphyroclastes d'opx, d'olivine et de spinelle

Zone du dernier rééquilibrage

Fig. 141 - Trajectoires PT hypothétiques obtenues pour les lherzolites à spinelle et un cristal d'opx d'un ruban de pyroxénolite à grenat de Chagnon.

IV LES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT DE L'ARTIGE

A Les porphyroclastes

* Mode opératoire

Du fait que des porphyroclastes d'olivine, d'opx, de cpx et de spinelle ont été analysés (p. 182 à 194) tous les modèles impliquant les couples OPX-CPX et les triples OL-Op-Sp et Ol-Cp-Sp sont exploitables selon la même logique que précédemment. Les températures sont d'abord déterminées à l'aide des géothermomètres indépendants de P . Les autres modèles seront utilisés avec plusieurs itérations à des pressions différentes jusqu'à obtenir des températures voisines des précédentes.

* Résultats

Les géothermomètres indépendants de la pression basés sur les triples OL-OP-SP donnent des températures qui varient entre 756 et 1019 °C. Les modèles basés sur les triples OL-CP-SP fournissent des valeurs supérieures qui varient entre 1025 et 1129 °C.

Enfin les modèles utilisant les couples OPX-CPX donnent des températures qui varient entre 764 et 1341 °C pour les modèles indépendants de la pression et 892 et 1312 °C pour les autres et 20 Kb. Pour les modèles fonctions de la pression plusieurs analyses de cpx riches en diopside (Ca>Mg) n'ont pas pu être utilisées toujours pour la raison que pour ces modèles $X_{Di} = 2 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$.

B Les exsolutions de cpx dans les porphyroclastes d'opx

* Mode opératoire

Les mêmes modèles sont appliqués pour la mesure de la température sur une exsolution de cpx dans un porphyroclastes d'opx.

* Résultat

Les températures obtenues à l'aide des géothermomètres indépendants de P varient entre 925 et 936 °C. Les autres modèles donnent des températures inférieures à 800 °C même à forte pression. Il s'agit probablement des températures minimales d'équilibre car l'analyse chimique globale d'un cristal d'opx a fourni 1150 °C et 26 Kb [BONNOT & PIBOULE, 1980]. Dans la troisième partie (p. 188) l'application des isothermes de BOYD & NIXON [1973] (fig. 125, p. 188) avait donné 1000 °C environ.

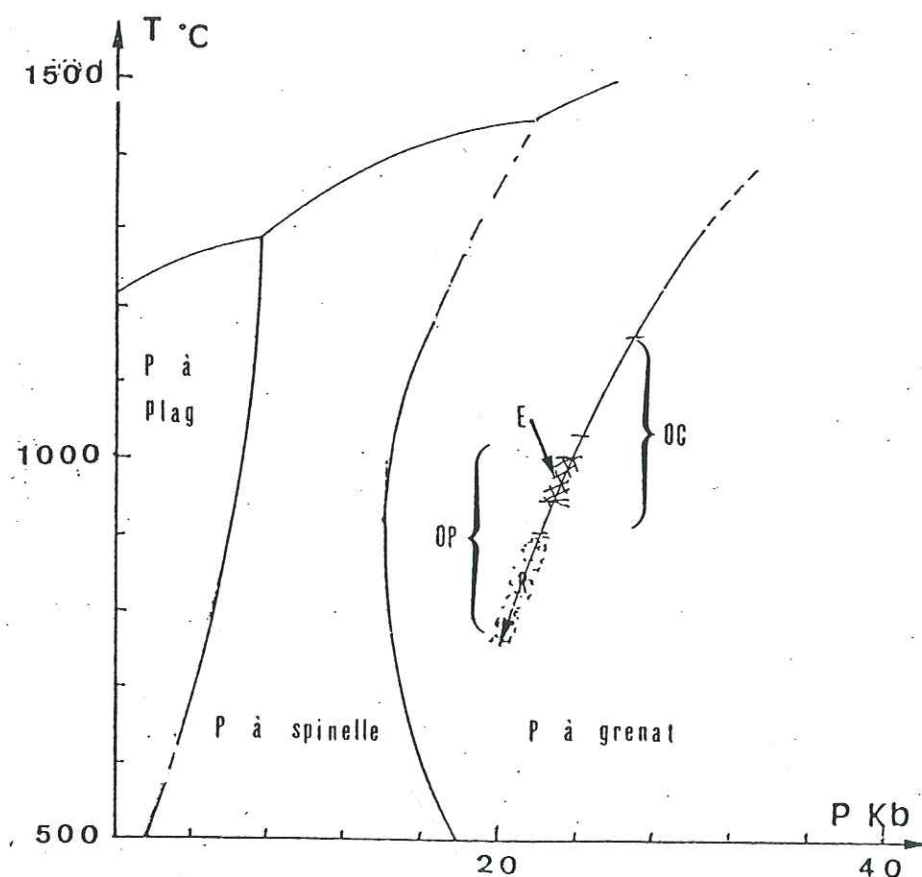


Fig. 142 - Trajectoires PT hypothétiques calculées pour les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artège. (OP et OC): Champs des températures des porphyroclastes d'opx et de cpx; (E) Exsolution de cpx (ou de grenat ?) dans les porphyroclastes d'opx et (R) Zone de réajustement.

LES PORPHYROCLASTES

PARAGENÈSE OL-OP-SP	MO77A en °C	MO77B en °C	MO77C en °C	ME80A en °C	T en °C
9 - 18 - 15	976	993	1139	969	1019
9 - 19 - 11	948	964	1109	989	1003
9 - 21 - 13	906	924	1064	946	960
9 - 29 - 5	800	827	947	995	892
9 - 17 - 6	737	773	877	969	839
9 - 16 - 7	624	681	749	968	756

PARAGENÈSE OL-CP-SP	MO77G en °C	MO77H en °C	T en °C
9 - 4 - 7	1160	1098	1129
9 - 11 - 13	1151	1090	1121
9 - 3 - 12	1150	1090	1120
9 - 10 - 11	1147	1087	1112
9 - 2 - 6	1140	1080	1110
9 - 16 - 15	1089	1033	1061
9 - 9 - 5	1126	1067	1057

PARAGENÈSE OP-CP	WB73A en °C	WE77A en °C	MO77D en °C	ME80C en °C	T en °C
21 - 16	1331	1324	1377	1330	1341
27 - 4	1073	962	984	1081	1025
16 - 4	1044	936	950	1080	1003
19 - 15	1038	953	974	1030	999
13 - 1	957	853	812	917	885
14 - 17	943	838	787	921	872
29 - 3	932	820	753	905	853
28 - 9	857	730	602	866	764

Calcul de T à partir des associations OPX-CPX pour 20 Kb

COUPLES OP-CP	LI76A en °C	YT84A en °C	FB87A en °C	LI81B en °C	NI85A en °C	CL88B en °C	HE78A en °C	GA84A en °C	NB84A en °C	GA84B en °C	NB84B en °C	T en °C
21 - 16	1427	1469	1457	1120	1494	1185	1372	1237	1359	1194	1114	1312
27 - 4	936	908	904	846	1288	907	1074	1039	870	821	857	950
16 - 4	936	908	904	750	1286	820	1055	1038	868	727	763	914
19 - 15	801	759	756	841	1257	901	1069	1006	706	868	852	892

EXSOLUTION DE CPX DANS UN CRISTAL D'OPX

ASSOCIATION OP-CP	WB73A en °C	WE77A en °C	MO77D en °C	ME80C en °C	T en °C
15 - 7	1002	893	871	977	936
14 - 7	988	887	867	976	930
13 - 7	983	882	859	976	925

TABEAU n° 79 - Géothermométrie et géobarométrie des paragenèses à olivine, opx, cpx et spinelle.

Les hautes températures autour de 1300 °C qui avaient été envisagées pour les teneurs en CaO et en Al₂O₃ des porphyroclastes d'opx (p. 184) sont confirmées par les modèles applicables aux couples OPX-CPX. Cependant la plupart des valeurs calculées indiquent des conditions d'équilibre entre 1020°C et 760 °C pour les porphyroclastes d'opx et 1150 à 900 °C environ pour les porphyroclastes de cpx. Les exsolutions de cpx dans les opx ont du s'exprimer autour de 1000°C et s'équilibrer vers 930°C. A l'image des massifs précédents, les températures inférieures à 900°C, en particulier obtenue par les opx, peuvent être attribuées à un réajustement tardif, contemporain du recuit partiel qui affecte les reliques de pyroxènes.

Pour la pression les géothermobaromètres appliquées ici n'ont pas permis une approche satisfaisante, si ce n'est 20 Kb pour les conditions d'équilibre. Toutefois pour 1150 °C BONNOT & PIBOULE [1980] avaient estimé P voisine de 26 Kb, ce qui ferait environ 30 Kb pour 1300 °C.

RESULTATS

I DUALITE D'EVOLUTION ENTRE LES FACIES-A SPINELLE ET LES FACIES A SPINELLE-GRENAT

L'application des géothermomètres et géobaromètres numériques confirme une nette différence des évolutions PT des lherzolites à spinelle et des lherzolites à spinelle et grenat. Cette dualité est surtout représentée par des conditions précoces plus élevées pour les roches à grenat.

Dans les lherzolites à spinelle et grenat les conditions les plus anciennes sont à rechercher au-delà de 1300°C et 30 Kb environ. Dans les lherzolites à spinelle les températures maximales obtenues ne dépassent pas 1100°C, valeur généralement admise pour ce faciès. Cependant il s'agit sans doute de conditions minimales car un opx calcique avait indiqué une température voisine de 1300°C.

Les deux faciès semblent se rejoindre autour de 1000 - 900°C pour 20 Kb environ, reflétant éventuellement le moment où les deux types de matériaux ont été réunis. Toutefois cette pression est forte pour un faciès à spinelle.

Les conditions les plus élevées ont été tirées - lors de cette étude - d'un cristal d'opx de bordure d'un ruban de pyroxénolite à grenat de Chagnon. Elles correspondent à un parcours compris au moins entre 1450 °C - 40 Kb et 1000°C - 22 Kb.

II LES EXSOLUTIONS

Ce sont les exsolutions de grenat qui paraissent être issues des plus fortes températures et pressions aux environs de 1300°C et 35 Kb. Ceci a été mesuré pour les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Toujours au Bois des Feuilles une exsolution de spinelle semble s'être exprimée entre 1100°C et 1050°C dans un porphyroclaste de diopside.

Enfin les températures calculées pour une exsolution de cpx dans un cristal d'opx de l'Artige tendent à situer l'évènement entre 1000°C et 930 °C pour un peu plus de 20 Kb.

III LES CONDITIONS D'EQUILIBRE

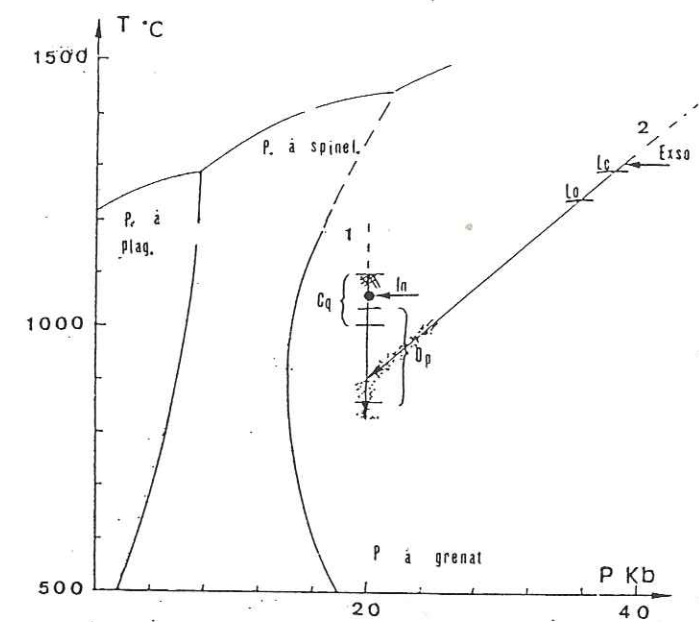
La plupart des températures obtenues correspondent à des valeurs minimales d'ajustement. Un premier ajustement ressort des compositions des plus anciennes reliques de pyroxène (porphyroclastes ou inclusions). Il diffère selon la nature du pyroxène: les cpx s'équilibrent entre 1100°C et 900 °C environ alors que les opx offrent généralement des valeurs comprises entre 1020 °C et 800 °C, voire moins. Un réajustement entre 750 et 900 °C indiqué par les cristaux de recuit partiel des reliques de pyroxènes.

MASSIF	ROCHE	TYPE	PARAGENESE	T en °C	P en Kb
LE BOIS DES FEUILLES	LHERZOLITE A	INCLUSIONS PORPHYROCLASTE	OPX-CPX	837 - 1051	20
			OPX-CPX	841 - 1018	20
		CORONITE D'OLIVINE	OL-OP-SP	892 - 970	20
			OL-CP-SP	995 - 1085	20
	SPINELLE	EXSOLUTION DE SPINELLE	OL-OP-SP	896	
			OL-CP-SP	1076 - 1093	
	LHERZOLITE A SPINELLE ET GRENAT	Cx. DE RECUIT	OPX-CPX	817 - 887	
			OPX-CPX OP-GR	992 - 1284	22 - 35
CHAGNON	LHERZOLITE A SPINELLE	PORPHYROCLASTE	OL-OP-SP	737 - 907	
		CORONITE DE SPINELLE	OL-OP-SP	806 - 881	
		EXSOLUTION DE CPX	OPX-CPX	710 - 880	
		Cx. DE RECUIT	OL-OP-SP	771 - 881	
	PYROXENOLITE A GRENAT	PORPHYROCLASTE	OP-GR		22 - 41
L'ARTIGE	LHERZOLITE A SPINELLE ET GRENAT	PORPHYROCLASTE	OL-OP-SP	756 - 1019	
			OL-CP-SP	1025 - 1129	
			OPX-CPX	764 - 1341	20

TABLEAU n° 80 - Températures et pressions calculées avec les géothermomètres et les géobaromètres numériques applicables aux paragenèses à olivine, opx, cpx, spinelle et grenat des ultrabasites du Bois des Feuilles, Chagnon et l'Artige.

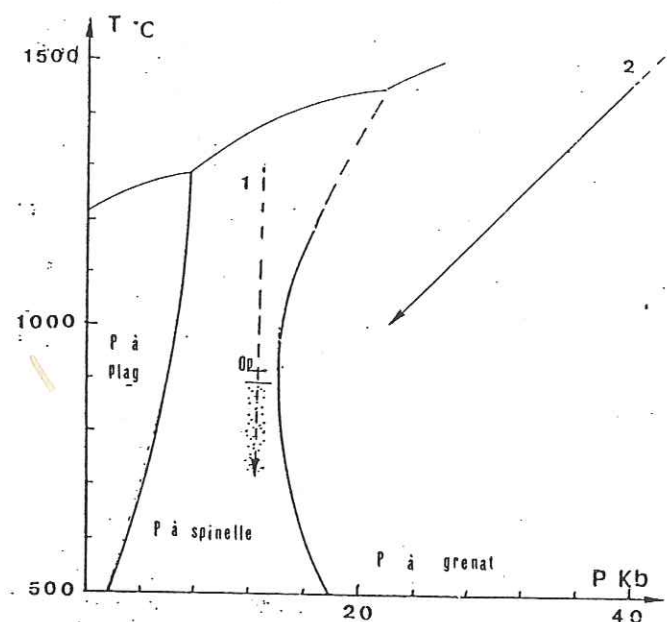
IV SUITE DU TRAVAIL

La figure 143 résume les informations obtenues par l'usage des formules thermobarométriques sur les conditions PT qui ont accompagné la pétrogénèse des roches ultrabasiques à spinelle et/ou grenat des Monts du Lyonnais et de l'Artige. Les trajectoires PT sont ici données dans le diagramme de phase de GASPARIK [1984]. Il convient à présent de réunir ces données à celles acquises par la micrographie et la minéralogie à fin de reconstruire la pétrogénèse des trois massifs étudiés. Les trajectoires seront alors représentées dans le diagramme de GREEN & RINGWOOD [1967]. Un scénario géodynamique pourra alors être proposé tenant compte de la pétrogénèse, des conditions PT qui l'ont accompagné et de l'évolution tectonométamorphique de la Chaîne Hercynienne résumée p. 29.



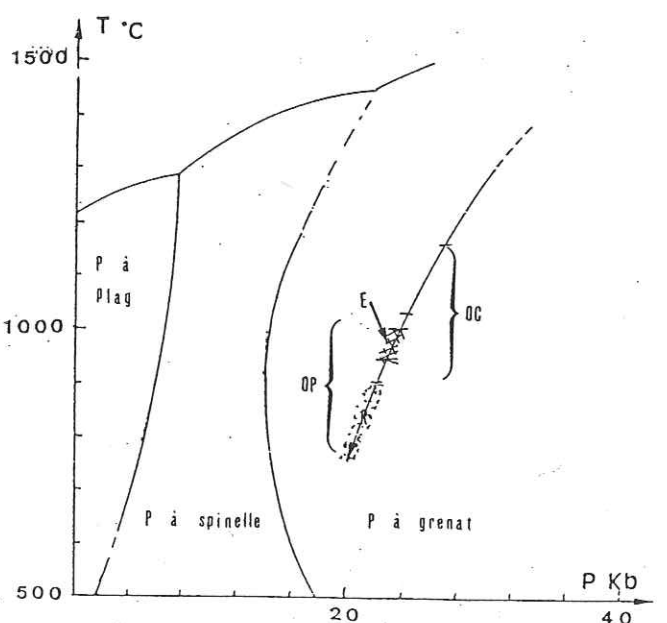
a) Les ultrabasites du Bois des Feuilles:

Pour les légendes voir fig. 140



b) Les ultrabasites de Chagnon:

Pour les légendes voir fig. 141



c) Les ultrabasites de l'Artige

Pour les légendes voir fig. 142

Fig. 143 - Trajectoires PT des roches ultrabasiques des Monts du Lyonnais et de l'Artige dans le diagramme de phase de GASPARIK [1984].

CINQUIEME PARTIE

*PETROGNESE ET
MODELE GEODYNAMIQUE
DE MISE EN PLACE*

SYNTHESE ET MODELE GEODYNAMIQUE

Cette partie a pour but d'apporter des réponses aux questions qui étaient posées à l'issue de la première partie à savoir:

1° Les roches des Monts du Lyonnais et de l'Artige sont-elles d'origine mantellique ?

2° Les grenats sont-ils primaires ?

3° S'il s'agit d'un fragment du manteau, est-il de nature sous océanique ou sous continentale ?

4° Quel est le scénario pétrogénétique et géodynamique le plus approprié ?

Avant de répondre à ces questions, un premier chapitre synthétise toutes les informations tirées de la micrographie, de la minéralogie et de la thermobarométrie sous forme d'un scénario pétrogénétique pour chaque ultrabasite étudiée. Tous les éléments importants seront rappelés ou discutés, notamment le problème de la coexistence du spinelle et du grenat et les conséquences des pressions et températures obtenues sur l'équilibre de ces deux phases seront également discutés.

Enfin un second chapitre répondra aux questions et proposera un modèle géodynamique de mise en place de ces roches. Il sera tenu compte de l'histoire de la Chaîne Varisque, des observations faites sur les xénolites de roches mantelliques qui offrent de nombreux points communs avec les roches étudiées et des hypothèses formulées sur la mise en place de roches mantelliques dans la croûte.

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

PETROGENESE ET CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES
ULTRABASITES DES MONTS DU LYONNAIS ET
DE L'ARTIGE (HAUT-LIMOUSIN)

I PETROGENESE DES ULTRABASITES ETUDIEES

I-1 Des scénarios pétrogénétiques similaires

Les lherzolites à spinelle, les lherzolites à spinelle et grenat, les dunites à grenat et spinelle et les différentes pyroxénolites à spinelle et/ou grenat étudiées sont intimement associées. L'étude de leurs phases minérales conduit à des évolutions très voisines pour chaque type de roche considérée. De ce fait un scénario pétrogénétique commun (unique) pourra être proposé et s'appliquer à l'un quelconque des massifs.

I-2 Les reliques

LES LHERZOLITES A SPINELLE

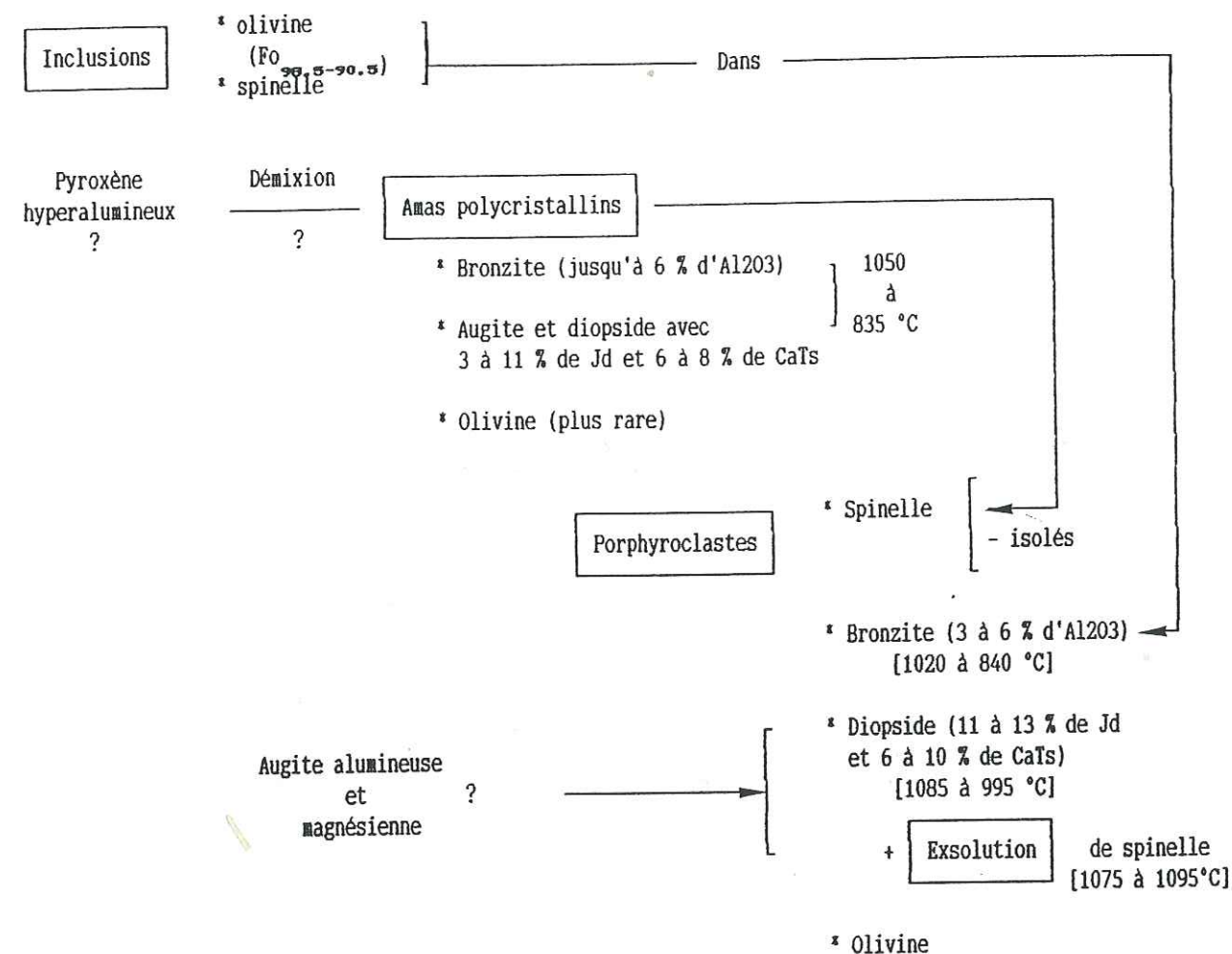
Les porphyroclastes et leurs inclusions, ainsi que les amas polycristallins à spinelle et pyroxène, sont les reliques héritées des assemblages antérieurs aux déformations principales responsables des textures actuelles. Les minéraux qui composent les porphyroclastes sont des olivines, des opx, des cpx et des spinelles.

Les cpx sont des augites et des diopsides qui contiennent 11 à 13 % de Jd et 6 à 10 % de CaTs. Ils définissent un champ thermique compris entre 1085 et 995 °C. Certains présentent des exsolutions de spinelle dont une a fourni les températures les plus élevées comprises entre 1075 et 1095 °C. Ces exsolutions paraissent donc issues d'une démixion précoce à partir d'un pyroxène riche en CaTs et en MgO de H.T. (augite alumineuse ?).

Les opx sont des bronzites ou des enstatites qui contiennent 3 à 6 % d'Al₂O₃. Ils fournissent des températures plus faibles que les cpx, comprises entre 1020 et 840 °C. Ils insèrent parfois des inclusions d'olivine ou de spinelle. A Chagnon les enstatites sont un peu moins alumineuses (Al₂O₃ ≤ 4,1 %), mais l'une d'entre elle offre 2,6 % de CaO témoignant d'une température de 1300 °C, proche du liquidus. Les premiers opx étaient donc alumineux et plus calciques. Ces compositions ont du être modifiées par des exsolutions de cpx ou de spinelle au cours de leur évolution.

Les spinelles sont en clastes isolés ou insèrent de multiples cristaux de bronzite, diopside et plus rarement d'olivine, sous forme d'amas polycristallins. Ces derniers résulteraient d'une démixion à partir d'une phase alumineuse (pyroxène hyperalumineux ou grenat ?). Les températures fournies par les inclusions de pyroxènes (1050 °C - 835 °C) sont conformes à celles calculées pour les clastes d'opx.

- Les reliques



- Les déformations de H.T. et H.P.

Déformation plastique, boudinage, dispersion et déformation des reliques

(1° réajustement entre 1000 et 900 °C ?)

Cristaux de recuit syn- ou tardi-tectonique (et 2° réajustement ?)

* Olivine (matrice)

* Enstatite (matrice, recuit partiel de porphy. de pyroxène)

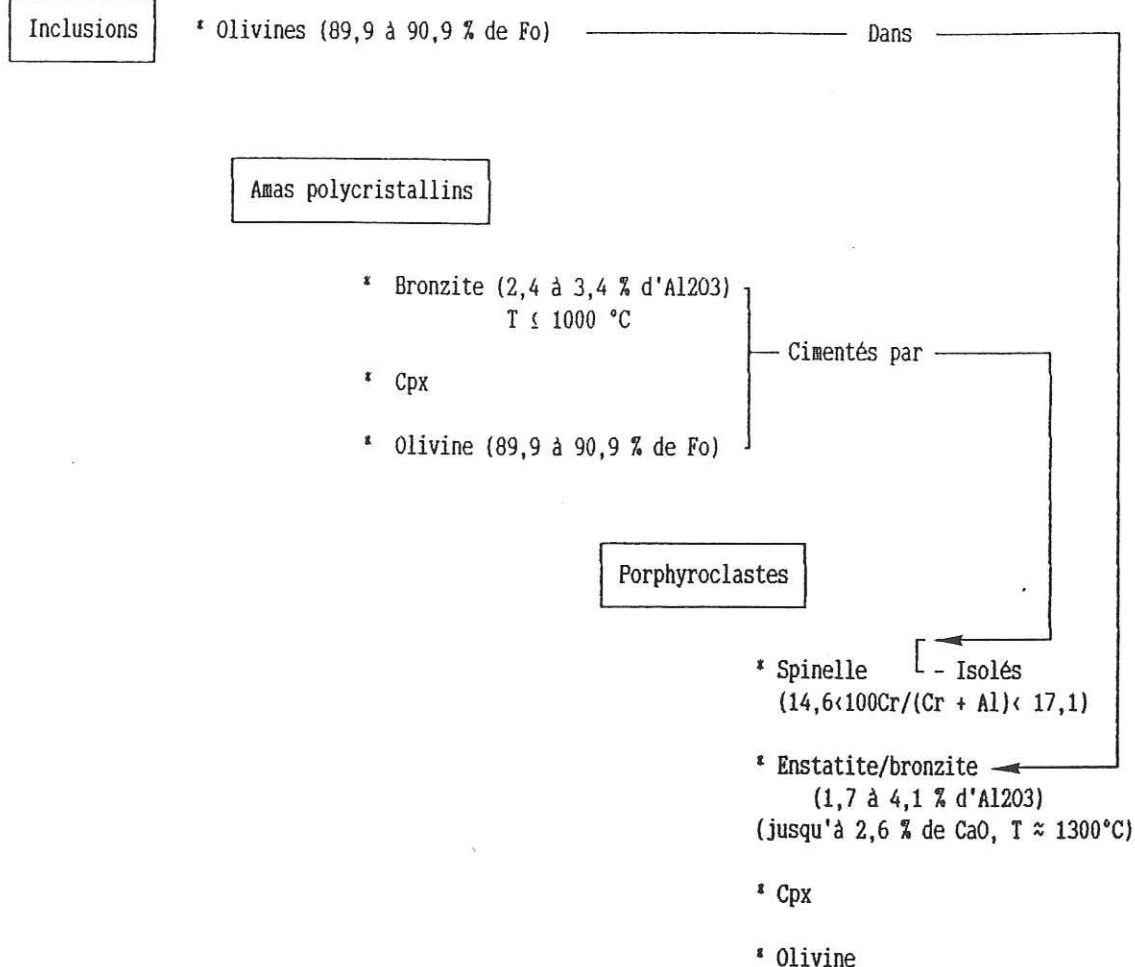
* Diopside (matrice, recuit partiel de porphy. de pyroxène) (8 à 11 % de Jd et 6,6 à 11,5 % de CaTs)

820 à 890 °C

- Rétromorphoses tardives

Amphibolitisation
Chloritisation
Serpentinisation

- Les reliques

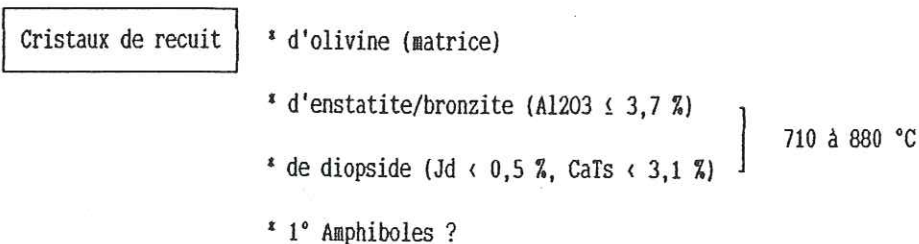


- Les déformations de H.T. et H.P.

Étirement, déformation et dispersion des reliques

Réajustement vers 900 °C - 1000 °C ?

- Les recuits posttectoniques



- Les rétro-morphoses tardives

Amphibolitisation des pyroxènes

Chloritisation et serpentinisation des olivines.

TABLEAU n° 82 - PETROGENESE DES LHERZOLITES A SPINELLE
DE CHAGNON

Dans les lherzolites à spinelle et grenat les reliques sont les porphyroclastes d'olivine, d'opx, de cpx, de spinelle et de grenat.

Les olivines contiennent entre 89 et 91 % de forstérite. Elles contiennent des diopsides alumineux (Bois des Feuilles), des spinelles, parfois cernés de grenat (Bois des Feuilles) et du grenat (Bois des Feuilles et l'Artige).

Les opx sont des enstatites qui contiennent 2 à 3 % d'Al₂O₃. A l'Artige il y a aussi des bronzites et les opx sont plus alumineux (jusqu'à 7,4 % d'Al₂O₃) et plus calciques (jusqu'à 1,1 % de CaO). Ces compositions témoignent de conditions PT comprises entre 1300°C - 30 Kb et 900 °C - 22 Kb pour les minéraux des lherzolites de l'Artige.

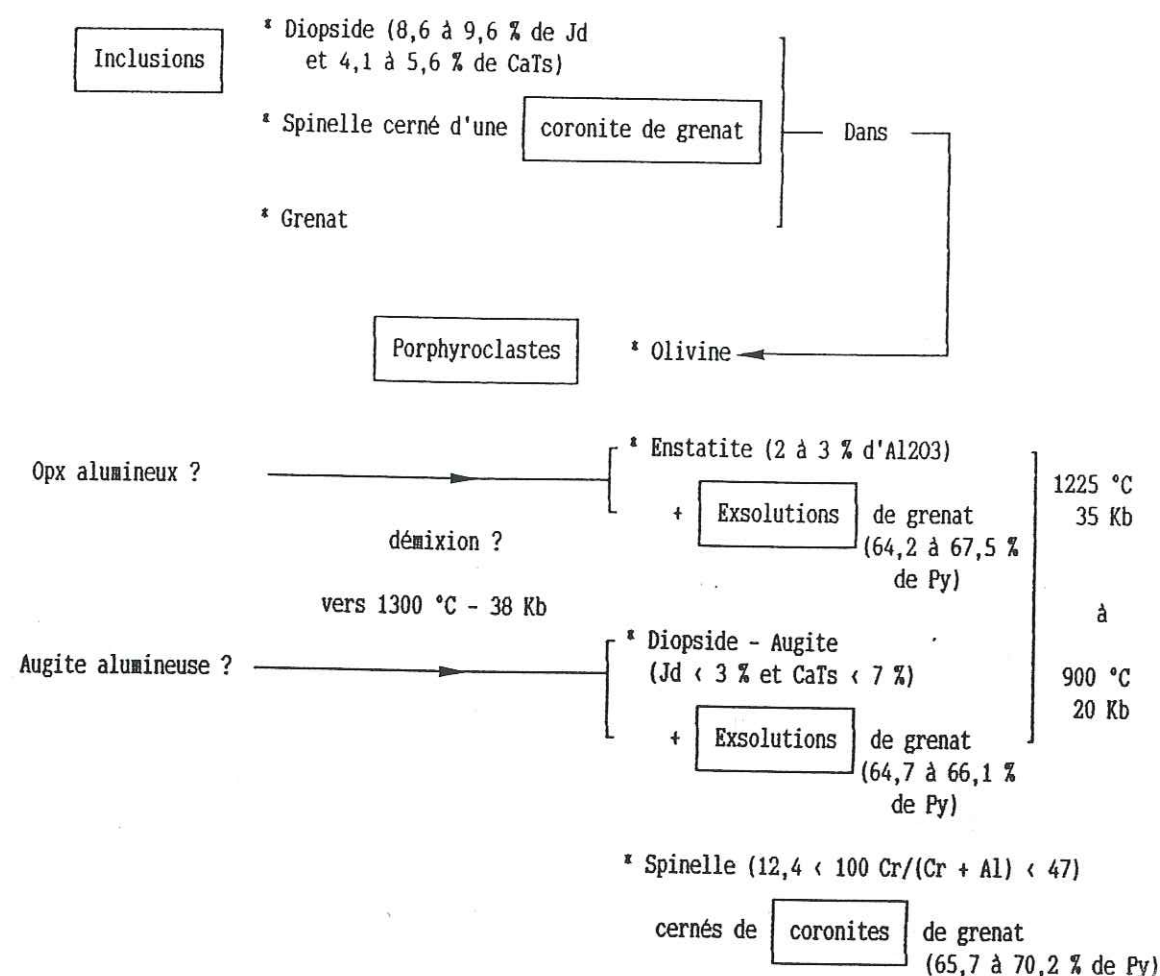
Les cpx sont des diopsides et des augites contenant jusqu'à 17 % de Jd et 8 % de CaTs. Certaines augites particulièrement magnésiennes (l'Artige) témoignent de H.T. (T ≥ 1400 °C).

Les conditions PT contemporaines de l'expression des exsolutions de grenat et de cpx ont été approchées au Bois des Feuilles et à l'Artige. Au Bois des Feuilles les conditions PT estimées à partir des analyses à la microsonde des pyroxènes varient entre 1225 °C - 35 Kb et 900 °C - 20 Kb. Ceci implique que les exsolutions de grenat dans les opx et les cpx peuvent être très précoces et résulter de démixion à H.P. et H.T. à partir de bronzites et d'augites plus alumineuses et magnésiennes. Pour les exsolutions de diopside dans les enstatites des conditions PT plus modestes (1000°C - 25 Kb) ont été calculées à l'Artige.

Les spinelles sont en clastes isolés, constituant de petits amas polycristallins avec des pyroxènes ou bien des cristaux cernés de grenat. Ceci laisse présager une diversité d'origine du spinelle. Néanmoins il est forcément antérieur au grenat qui l'enrobe. Compte tenu des conditions PT obtenues à partir des pyroxènes et du cristal de spinelle cernés de grenat inclus dans une olivine, l'expression du grenat autour des spinelles n'est pas nécessairement tardive. Cela a pu se produire au cours d'un refroidissement très ancien consécutif à des événements intramantelliques. L'existence du spinelle à H.P. et H.T. est confirmée par celle d'un diopside contigu très riche en Jd et en CaTs à Chagnon.

Outre les exsolutions et les coronites, le grenat se rencontre aussi en amas polycristallins avec des cristaux de cpx ou en clastes (excepté au Bois des Feuilles). Des origines multiples peuvent être invoquées pour ces clastes à cause de la mylonitisation: ancienne coronite, fragments de rubans pyroxénolitiques dilacérés, anciens cristaux en équilibre dans la péridotite.

- Les reliques



- Les déformations de H.T et H.P.

* Déformation plastique, cisaillement, dispersion des reliques

* Réajustement entre 900 - 1000 °C et 20 - 24 Kb ?

Recuit partielle des reliques de pyroxène, spinelle et grenat olivine (matrice)

- Rétromorphoses tardives

* Kélyphitisation des grenats

* Amphibolitisation des kélyphites (et des pyroxènes ?)

* Chloritisation et serpentinisation des péridots

TABLEAU n° 83 - PETROGENESE DES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT DU BOIS DES FEUILLES.

- Les reliques

Fusion partielle entre 23 - 27 Kb et T ≥ 1450 °C d'une péridotite à grenat ?

RUBANS DE PYROXENOLITE A GRENAT ZONES

Inclusions

* Diopside très alumineux — Dans (29,13 % de Jd, 14,51 % de CaTs) 950 - 1120 °C

Porphyroclastes

* Grenat trois types:

- Py_{66.6-68} Gr_{11.9-13.4}
- Py_{60.6-63.3} Gr_{18.5-19.1}
- Py_{49.8-52.8} Gr_{18.4-19.2}

* Cpx

Cristaux de recuit

* Diopside (14,5 à 17,7 % de Jd 3 à 5,2 % de CaTs) (950 à 1050 °C)

Fusion partielle à P ≥ 40 Kb et T ≥ 1450 °C d'une péridotite à grenat ?

RUBANS DE PYROXENOLITES A GRENAT NON ZONES

Inclusions

* Diopside/augite (950 à 1120 °C) (8,8 à 12,5 % de Jd et 3,1 à 3,7 % de CaTs)

+ **Exsolution** de grenat (≈ 61 % de Py)

Grandes plages

* Grenat (67,6 à 71 % de Py) — Dans

* Diopside (7,5 à 9,8 % de Jd et 3,1 à 5,7 % de CaTs) (950 à 1000 °C)

* Enstatite (3,2 à 3,6 % d'Al₂O₃ et 0,2 à 1,9 % de CaO) 1000 °C - 22 Kb à 1450 °C - 40 Kb

LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT

Porphyroclastes

à **Inclusions** de

* d'olivine (89,6 à 90,2 % de Fo) — spinelle (30,1 < 100 Cr/(Cr+Al) < 32,6)

* d'enstatite (T ≤ 900 °C) — d'olivine

* de cpx

* de grenat isolés { Py_{68.3-71.2} Gr_{7.4-9.8} / Py_{64.11} Gr_{16.02} } — de cpx

* de spinelle isolés (16 < 100 Cr/(Cr+Al) < 31) — d'olivine, d'opx et de cpx

à **Coronite** de grenat

- Les déformations de H.T. et H.P

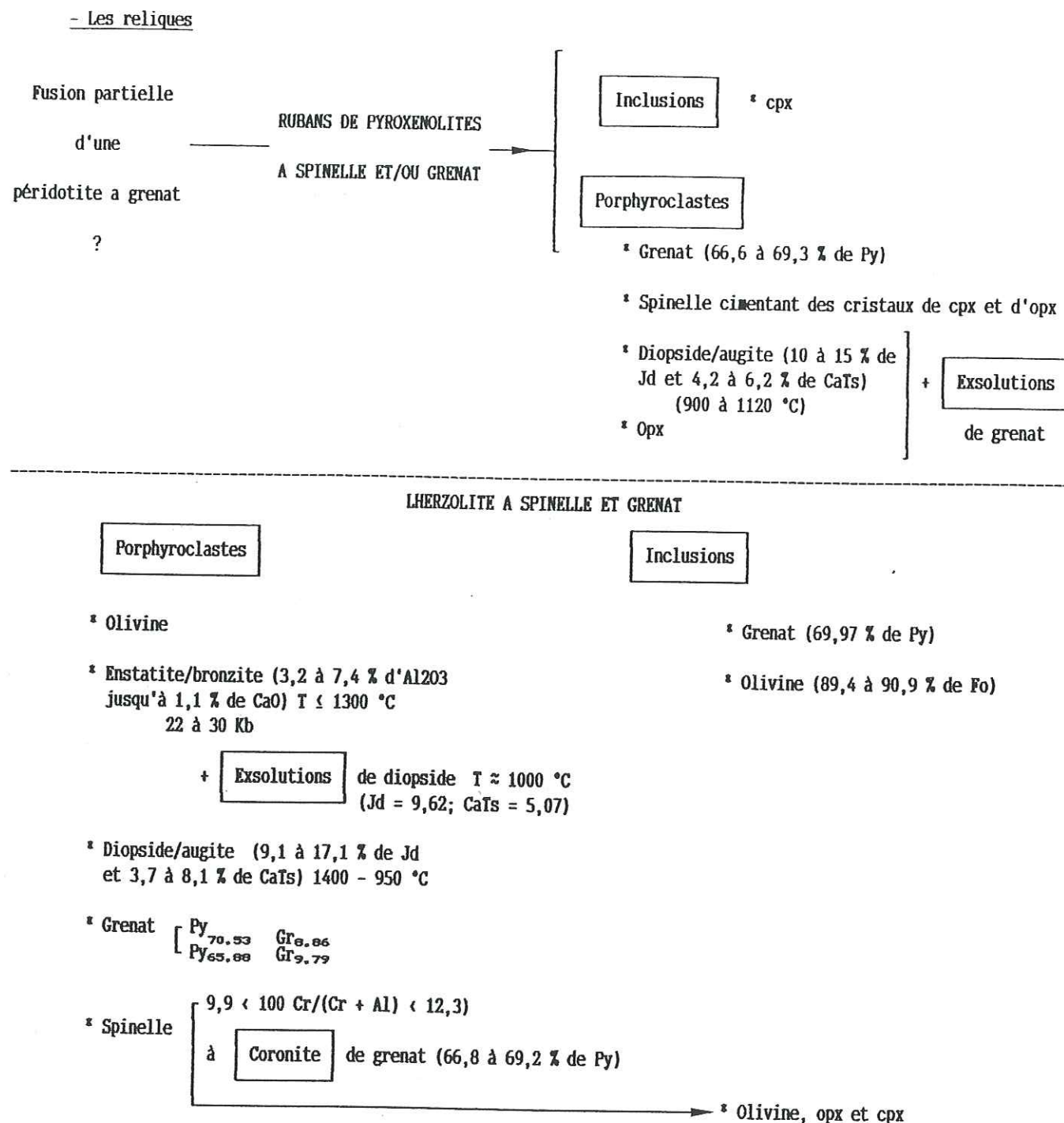
Etirement, déformation plastique des olivines, boudinage dispersion et hybridation des clastes et des rubans

Equilibre entre 900 et 1000 °C ? **Cristaux de recuit** d'olivine et de pyroxène de la matrice

- Les rétro-morphoses tardives

Kélyphitisation légère des grenats, amphibolitisation des kélyphites et des pyroxènes chloritisation et serpentinisation des olivines

TABLEAU n° 84 - PETROGENESE DES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT ET DES PYROXENOLITES A GRENAT DE CHAGNON.



- Les déformations de H.P. et H.T.

Etirement, déformation des olivines, déformation et dispersion des reliques

Réajustement vers 900 - 1050 °C ?

Cristaux de recuit

- * Olivine
- * Opx
- * Diopside (11,7 à 15,5 % de Jd et 6,3 à 6,8 % de CaTs)

- Les rétro-morphoses tardives

Kélyphitisation des grenats, amphibolitisation des kélyphites et pyroxènes
Chloritisation et serpentinisation des olivines

TABLEAU n° 85 - PETROGENESE DES LHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT ET DES PYROXENOLITES ASSOCIEES DE L'ARTIGE

Les reliques sont représentées par des porphyroclastes d'olivine (≈ 90 % de Fo), de grenat et de spinelle.

Les cristaux de spinelle ($11,7 < 100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) < 42,5$) sont cernés par des coronites de grenat (63,6 et 68,8 % de Py) à l'image des lherzolites à spinelle et grenat.

Les porphyroclastes poecilitiques de grenat à inclusions d'olivine sont plus riches en Py (67,7 à 72,2 %) que les coronites. Il paraît nécessaire de distinguer les deux types de grenat de compositions et donc probablement de significations différentes. Les grenats porphyroclastiques, même s'ils contiennent de rares cristaux de spinelle ne résultent pas forcément d'un processus identique à celui qui a conduit à la coronitisation des spinelles. Par leur composition ils rappellent fortement les cristaux de grenat décrits dans les xénolites de péridotite à grenat. Ils pourraient correspondre à de vieux clastes équilibrés au sein de la dunite, parallèlement au spinelle.

LES PYROXENOLITES A GRENAT ET/OU SPINELLE

Il existe une grande variété de pyroxénolites à grenat qui alternent sous forme de rubans dans les lherzolites à spinelle et grenat ou les dunités. Dans les Monts du Lyonnais, elles ont été réparties en un groupe de rubans zonés et un groupe de rubans non zonés.

Dans les deux cas la géochimie montre que leur composition est dominée par celle du grenat. Il s'agit de matériaux issus de la cristallisation de bains silicatés, magnésiens et alumineux produits par fusion partielle de péridotite à grenat (?) entre 23 et 27 Kb. Dans le diagramme de phases de GREEN et RINGWOOD (fig. 144 a et b) ces pressions correspondent à des températures minimales sur le liquidus de 1400 °C. Elles sont confirmées par les estimations faites à partir d'un cristal d'enstatite calcique de bordure d'un ruban non zoné de Chagnon. Toutefois pour ce dernier la pression paraît nettement plus élevée: 22 à 40 Kb.

La minéralogie des rubans non zonés est dominée par de grandes plages poecilitiques de grenat riche en Py incluant de multiples inclusions de diopside, plus rarement d'opx, d'olivine et de spinelle. Le reste est composé de plages de diopside ou d'augite.

Dans les rubans zonés la minéralogie est la même mais les grenats sont parfois un peu plus calciques et on rencontre des inclusions de cpx calci-sodiques avec près de 30 % de Jd. De plus les cristaux sont le plus souvent en clastes.

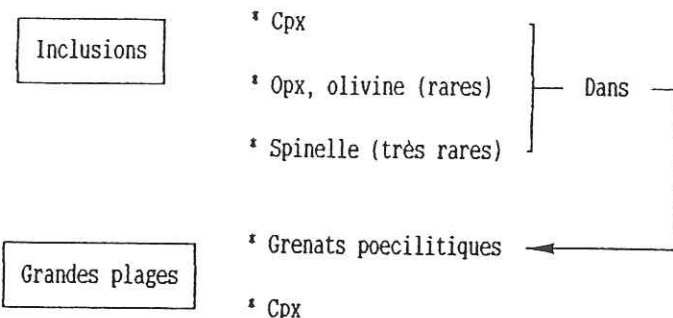
A l'Artige le spinelle tend à être plus abondant; il est souvent cerné par le grenat.

L'incorporation dans les roches associées et la cristallisation de ces rubans sont antérieures aux déformations.

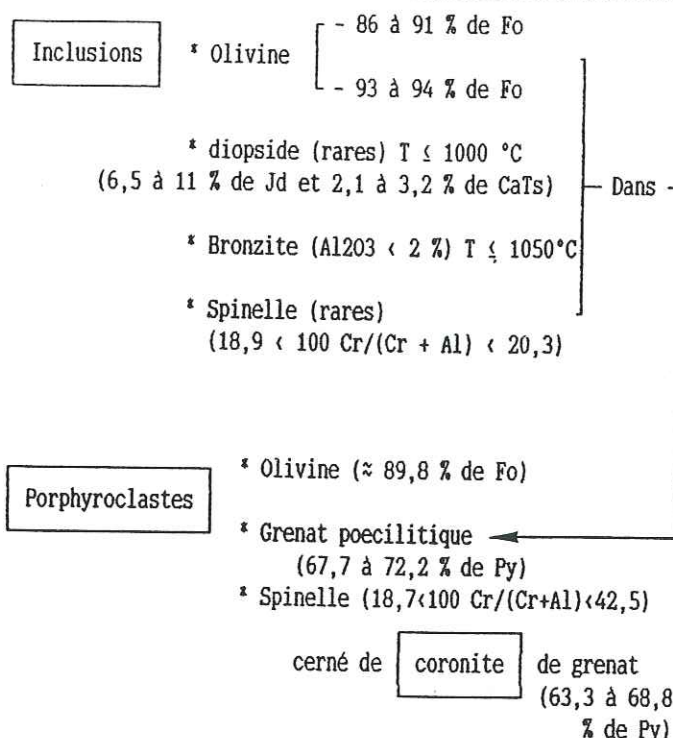
- Les reliques

Fusion partielle
(d'une péridotite
à grenat ?)
vers 1450 °C et
23 - 27 Kb

---> RUBANS DE PYROXENOLITE
A GRENAT



DUNITES A GRENAT ET
SPINELLE



- Les déformations de H.T. H.P.

- Déformation plastique, boudinage intense, hybridation possible des minéraux des rubans de pyroxénolites à grenat et des dunites, dispersion des reliques

- Réajustement vers entre 900 et 1000 °C ?

- Recuit tardif

Cristaux de recuit d'olivine, constituant la matrice

Réajustement entre 800 et 900 °C ?

- Rétromorphoses tardives

- * Kélyphitisation des grenat
- * Amphibolitisation des kélyphites
- * Chloritisation et serpentinitisation des olivines

TABLEAU n° 86 - PETROGENESE DES DUNITES A GRENAT ET SPINELLE
DU BOIS DES FEUILLES

I-3 Les déformations H.T. et H.P.

Il s'agit des déformations très importantes qui ont affecté les reliques et conféré à la roche sa texture actuelle. Des températures élevées ont du faciliter le comportement plastique des péridotites, l'étirement intense par boudinage ou cisaillement (lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles) et la déformation des reliques. Cela a abouti à un laminage et une mylonitisation poussés jusqu'à la dilacération des anciennes structures et la dispersion des reliques. Les valeurs calculées entre, 900 et 1100 °C, correspondent logiquement aux températures qui ont accompagné ces déformations et qui ont entraîné aussi un réajustement des compositions des pyroxènes. La pression est voisine de 20 Kb.

I-4 Recuit postectonique de B.T.

Un événement post-tectonique paraît responsable d'un dernier réajustement des compositions des pyroxènes entre 760 et 890 °C. Il faut peut-être lui attribuer les cristaux de recuit d'enstatite et de diopside (8 à 11 % de Jd et 6,6 à 11,5 % de CaTs) qui fournissent les mêmes températures et les matrices en mosaïque équante à olivine des dunites du Bois des Feuilles et des lherzolites à spinelle de Chagnon. Dans ces dernières, ce recuit a laissé une empreinte plus forte que dans les autres matériaux en ne conservant que des chapelets de porphyroclastes noyés dans une "mésostase" granoblastique. Il a pu s'accompagner d'un début d'hydratation car la régularité et le développement des cristaux de recuit d'olivine paraissent coïncider avec l'épaisseur des kélyphites qui cernent les grenats. De plus, compte tenu des températures (T < 900 °C), les amphiboles qui s'expriment au dépens des kélyphites ou qui participent à la recrystallisation des pyroxènes, ainsi que les cristaux de pargasite qui bordent les rubans pyroxénolitiques sont susceptibles d'être contemporains.

I-5 Les rétro-morphoses tardives

Enfin les événements métamorphiques tardifs de plus basses pressions et températures achèvent la kélyphitisation des grenats et l'amphibolitisation des kélyphites et des pyroxènes. On peut aussi attribuer à ces métamorphismes les cristaux de pargasite qui se sont développés au contact des rubans pyroxénolitiques. Les rétro-morphoses tardives altèrent aussi les minéraux en chlorite, serpentine, et oxydes de fer.

II CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES ULTRABASITES ETUDIEES

II-1 Les minéraux

La plupart des opx actuels sont des enstatites ou des bronzites alumineuses. Antérieurement aux réajustements ils étaient vraisemblablement plus alumineux et plus calciques.

Les cpx sont des diopsides ou des augites riches en CaTs et en Jd pour la plupart. Les plus anciens sont beaucoup plus magnésiens et plus alumineux. Les teneurs en Jd les rapprochent des péridotites "sous-continentales".

La plupart des spinelles sont des picotites avec des rapports 100 Cr/ (Cr + Al) < 20 pour les faciès à spinelle et < 47 pour les cristaux cernés de grenat. Ceci les distingue des spinelles issus des péridotites "ophiolitiques" mais les rapproche plutôt des xénolites de lherzolites à spinelle alumineux de CARSWELL [1980].

Les exsolutions de grenat ou de spinelle dans les pyroxènes peuvent être des héritages de phénomènes propres au manteau. Leur expression n'est pas nécessairement tardive. En revanche la démixion de lamelles de cpx dans les opx à l'Artige offrent des conditions PT conformes à celles du réajustement majeur lié aux déformations. Mais cela n'implique pas qu'elles soient dues aux déformations.

II-2 Coexistense spinelle-grenat

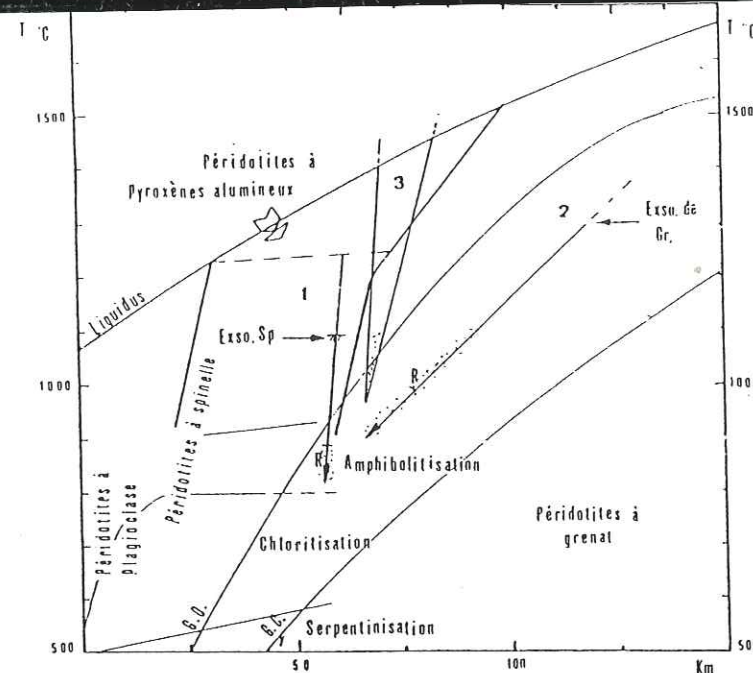
Les cristaux de spinelle cernés de grenat sont communs aux lherzolites à spinelle et grenat, aux dunites du Bois des Feuilles et aux pyroxénolites à spinelle et grenat de l'Artige. Les conditions PT très élevées obtenues pour les lherzolites à spinelle et grenat appartiennent entièrement au domaine de stabilité du grenat tel qu'il a été défini par GREEN & RINGWOOD [1967]. Le passage du domaine de stabilité du spinelle à celui du grenat d'une lherzolite à spinelle n'est pas démontré ici. Ce type de relation est aussi décrit dans les xénolites de lherzolites à spinelle et grenat en enclaves dans les basaltes alcalins (p. 35). D'après les auteurs ces roches ont été arrachées à la zone de transition entre les péridotites à spinelle et les péridotites à grenat entre 70 et 80 Km de profondeur. L'existence prévisible d'une telle zone "intermédiaire" pose le problème de nos échantillons qui présentent une forte analogie avec ces xénolites. De ce fait l'hypothèse subductive envisagée par certains auteurs [LASNIER, 1971; BLANC, 1981; OBATA & MORTERN, 1987, LARDEAUX, 1988; GARDIEN, 1988] pour expliquer la coexistence du grenat et du spinelle n'est peut être pas à invoquer obligatoirement pour expliquer la présence de tels matériaux dans les séries métamorphiques.

En ce qui concerne les grains de spinelle en inclusion dans les porphyroclastes de grenat, l'origine coronitique de ce dernier n'est pas nette. La différence de composition avec les coronites de grenat ainsi que la forme ovoïde des inclusions qui tranche avec celle généralement très irrégulière des cristaux à coronite de grenat suggèrent une dualité d'origine, même si le spinelle reste antérieur. Les porphyroclastes de grenat rappellent fortement ceux qui sont décrits dans les péridotites à grenat en enclaves dans les kimberlites.

Il faut donc admettre que le spinelle peut être stable à H.T. et H.P. sous certaines conditions qui restent à définir. Le diagramme de GREEN & RINGWOOD [1967] offre un champ de stabilité pour le spinelle qui s'étend sur celui du grenat jusque vers 1500 °C et 32 Kb. Ne pourrait-il pas en réalité se prolonger selon une mince bande entre le liquidus et la courbe de stabilité du grenat à plus H.T et H.P.? Ainsi au cours de la genèse très ancienne des péridotites le spinelle a pu apparaître peu avant le grenat. Le cas du petit grain d'augite riche en Jd et CaTs signalé dans les lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon est un autre exemple de coexistence de spinelle avec une phase de H.P. L'idée d'une origine précoce du grenat autour des spinelles a déjà été avancée par ZAPPETTINI [1983] dans le cas des péridotites à grenat du massif d'Auges (p. 21).

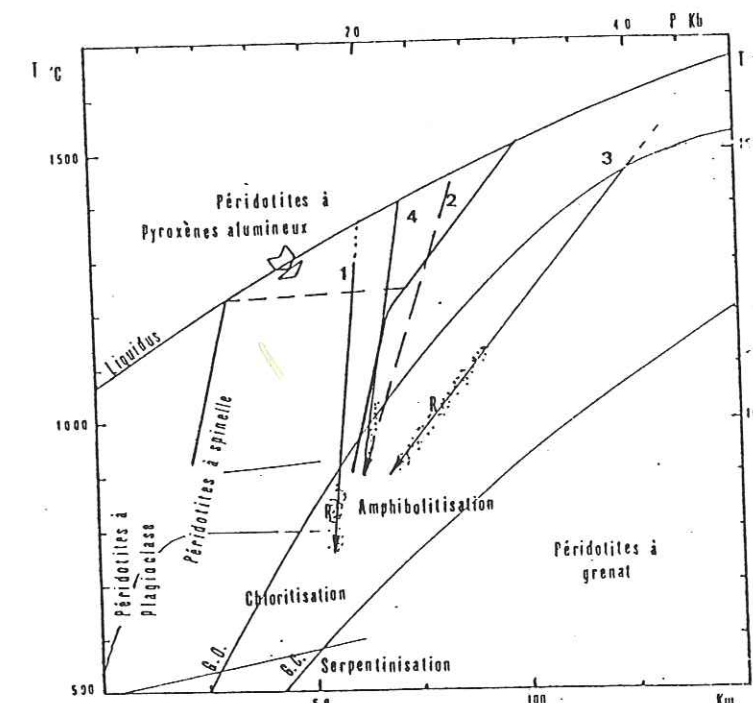
II-3 Originalité des cpx à exsolutions de grenat du Bois des Feuilles

Les diopsides des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles se distinguent par des teneurs très faibles en Jd (< 4%) et aussi en CaTs (< 7 %) par rapport aux cpx des autres matériaux. Les valeurs normales étant Jd > 9% et CaTs ≈ 10 %. Cela ne signifie pas obligatoirement que cette roche soit d'affinité "sous-océanique" selon les critères de KORNPROBST et al. [1981] car une inclusion de



a) Les ultrabasites du Bois des Feuilles:

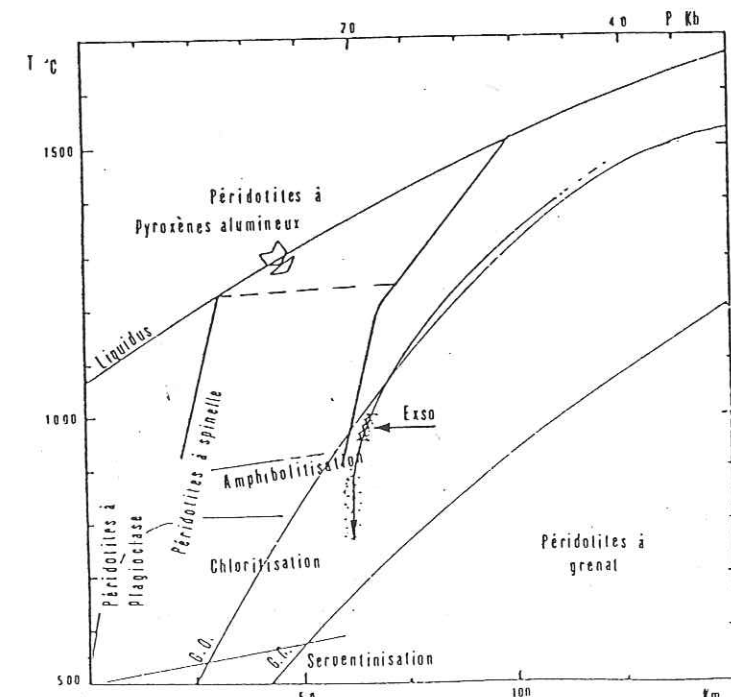
- 1 - Lherzolites à spinelle;
- 2 - Lherzolites à spinelle et grenat
- 3 - Pyroxénolites à grenat associées aux dunites à grenat et spinelle.



b) Les ultrabasites de Chagnon:

- 1 - Lherzolites à spinelle;
- 2 - Trajectoire hypothétique des lherzolites à spinelle et grenat;
- 3 - Cristal d'enstatite de bordure d'un ruban pyroxénolitique à grenat non zoné;
- 4 - Ruban de pyroxénolite à grenat zoné.

(R) Derniers réajustements



c) Les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige

(R) Dernier réajustement;
(Exso) Conditions estimées d'exsolutions de cpx dans les opx.

Fig. 144 - Diagramme de GREEN & RINGWOOD [1967] appliqué aux ultrabasites à grenat des Monts du Lyonnais et du Haut-Limousin.

même nature offre des valeurs normales. De plus il faut remarquer que les porphyroclastes présentent des exsolutions de grenat alors que l'inclusion en question n'en n'a pas. L'expression des lamelles de grenat peuvent expliquer les 3 % d'écart en CaTs mais pas le déficit en Jd.

II-4 Les conditions PT

La plupart des conditions obtenues quelque soit la nature de la roche correspondent aux réajustements liés aux déformations (900 - 1100 °C et 20 - 25 Kb) ou à l'effet thermique post-tectonique (760 - 900 °C). Cependant les conditions PT obtenues à l'aide des plus vieilles compositions divergent. Les plus élevées ont été obtenues pour les pyroxénolites, suivies des lherzolites à spinelle et grenat. Bien sûr il faut être prudent car les réajustements majeurs ont probablement effacé la plus grande partie des anciennes caractéristiques chimiques des minéraux. Deux conséquences importantes dérivent de cette constatation si elle est confirmée par des études ultérieures.

1° Les matériaux actuellement étroitement associés au sein de "complexes ultramafiques" n'ont pas forcément une origine commune. Leur association peut résulter de l'intense laminage qu'ils ont subi.

2° Cette diversité de trajectoires PT est en contradiction avec l'idée de l'enfouissement d'une lherzolite à spinelle dans des domaines PT plus sévères ayant entraîné la croissance du grenat autour des spinelles.

II-5 Comparaison avec les autres exemples d'ultrabasites à grenat (cf. 1° CHAPITRE)

AVEC LES ULTRABASITES A GRENAT DE LA CHAÎNE VARISQUE

Dans les massifs étudiés on retrouve les deux grandes familles décrites dans les autres exemples de la Chaîne Varisque: les lherzolites à spinelle et grenat associées à des pyroxénolites à grenat et les dunites à grenat.

Les conditions PT obtenues à partir des rubans pyroxénolitiques (1400 °C - 40 Kb à 1000 °C - 20 Kb) sont identiques à celles proposées par les auteurs qui ont travaillé sur les massifs de Bohême (1100 - 1400°C et 20 - 35 Kb).

AVEC LES "COMPLEXES ULTRAMAFIQUES"

Les massifs étudiés se distinguent des "complexes ultramafiques" du type du Beni Boussera par l'absence de lherzolite à plagioclase et de texture protogranulaire. De plus dans la Chaîne Varisque les péridotites contenant du grenat sont nettement plus fréquentes.

En dehors de ces différences les deux types de massifs contiennent des lherzolites à spinelle, des rubans pyroxénolitiques zonés et des textures porphyroclastiques. Les conditions PT les plus sévères obtenues pour les pyroxénolites sont les mêmes: fusion partielle d'une péridotite à grenat entre 1300 - 1400°C et 30 à 40 Kb.

Les minéraux présentent de nombreux points communs: bronzites alumineuses et calciques, des cpx magnésiens et des spinelles alumineux.

On retrouve les mêmes conditions d'équilibre: l'une entre 900 et 1000 °C pour 20 à 25 Kb et une dernière phase de B.P. entre 700 et 800 °C.

AVEC LES XÉNOLITES MANTELLIQUES

L'ensemble des matériaux étudiés présentent aussi de très nombreuses analogies avec les xénolites mantelliques:

- lherzolites à spinelle et pyroxène alumineux;
- lherzolites à spinelle et grenat porphyroclastiques;
- pyroxénolites à grenat riche en Gr et à cpx très jadéitique (ce qui rappelle les griquaïtes de NIXON [1987]);

A l'inverse des xénolites mantelliques, il n'y a pas dans les massifs étudiés de péridotites à grenat franches. Il y a toujours du spinelle. Cependant les minéraux rappellent beaucoup ceux qui sont décrits dans les xénolites de péridotite à grenat:

- cpx riches en CaTs et Jd;
- olivines avec un rapport $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}) < 91,5$ se rapprochant des péridotites océaniques (ceci est aussi une caractéristique des péridotites à grenat (p. 46);
- clastes de grenat riche en Py ($\approx 70 \%$).

Enfin les conditions PT obtenues pour les lherzolites à spinelle et grenat se rapprochent de celles proposées pour les péridotites à grenat: 1000 - 1300 °C et 20 - 35 Kb.

SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

I ORIGINE MANTELLIQUE

L'origine mantellique des massifs ultrabasiques étudiés est étayée par suffisamment d'arguments:

- points communs (pétrographiques, minéralogiques) avec d'autres complexes ultramafiques "sous-continentaux" (Beni Bouchera, Ronda, Lherz, etc ...);
- fortes ressemblances avec les xénolites mantelliennes des basaltes alcalins et des kimberlites décrits dans la littérature;
- conditions PT très élevées, typiques du manteau.

D'après les trajectoires thermobarométriques ces roches sont issues de zones comprises entre 50 et 125 Km de profondeur (fig. 129 à 131). Les plus superficielles sont les lherzolites à spinelle et les plus profondes les sources des pyroxénolites. Cela constitue un nouvel argument en faveur de l'origine ancienne des grenats.

II ORIGINES DU GRENAT

Il existe en réalité plusieurs formes de grenat qui se distinguent souvent par de légères différences de compositions:

- des inclusions dans les porphyroclastes d'olivine (Bois des Feuilles et l'Artige);
- des grandes plages poecilitiques dans des pyroxénolites (Bois des Feuilles et Chagnon);
- des porphyroclastes isolés dans les lherzolites ou les pyroxénolites (Chagnon);
- des porphyroclastes poecilitiques à inclusions d'olivine dans les dunités (Bois des Feuilles ou en bordure de rubans pyroxénolitiques de l'Artige);
- des exsolutions dans des porphyroclastes de pyroxène (Bois des Feuilles et l'Artige);
- des coronites autour des spinelles (tous les massifs);
- des cristaux de recuit des anciennes reliques de grenat (Bois des Feuilles) ou dans la matrice des pyroxénolites (l'Artige).

Il est difficile d'établir un ordre chronologique d'apparition pour ces différentes formes. Pour des conditions physiques définies, chacune résulte probablement d'une chimie différente et dépendante du minéral associé: olivine (inclusions, porphyroclastes isolés ou poecilitiques), pyroxène (exsolutions, cristaux de grenat des pyroxénolites) ou spinelle (coronites).

On peut toutefois caler leurs apparitions par rapport aux événements puisque l'observation micrographique montre qu'ils sont tous été repris par les déformations majeures. D'autre part la coexistence très précoce du spinelle et du grenat est fortement envisagée. Ainsi il est clair que tous ces types de grenat ont pris naissance dans le manteau, avant d'être impliqués dans les déformations.

III ORIGINE SOUS-CONTINENTALE OU SOUS-OCEANIQUE ?

Il est encore délicat de répondre à cette question car il existe des arguments en faveur de l'affinité "sous-continentale" et d'autres en faveur de l'affinité "sous-océanique".

Les arguments en faveur de l'affinité "sous-continentale":

- identité avec les "complexes ultramafiques" du Beni Bouchera, Ronda et Lherz;
- le rapport Na/Cr des cpx correspond à ceux des péridotites "sous-continentales";
- les spinelles sont alumineux et pauvres en chrome à l'inverse des spinelles issus des péridotites ophiolitiques.

Les arguments en faveur d'une affinité "sous-océanique":

- la majorité des teneurs en forstérite des olivines (89 à 91 %) correspondent à celles des péridots des lherzolites à spinelle sous océaniques [BONATTI et al., 1981] (ceci est aussi vrai pour des xénolites de péridotite à grenat);
- les trajectoires PT obtenues sont plus proches du géotherme océanique que du géotherme continental (fig. 129 à 131).

Pour trancher il faudrait d'autres arguments, notamment géochimiques (traces, ...).

IV MODELE GEODYNAMIQUE DE MISE EN PLACE

IV-1 Anciens modèles proposés pour les "complexes ultramafiques"

LE PLI RACINE

Pour expliquer la mise en place du massif du Beni Bouchera, un premier modèle invoqué a été le pli racine [KORNPROBST, 1974]. Entraînée par des mouvements convectifs intramantelliques, la masse ultrabasique est amenée à proximité immédiate d'une racine orogénique crustale, profonde, impliquant la base de la croûte continentale et la partie supérieure du manteau. Ce modèle n'explique pas les textures mylonitiques des ultrabasites et la présence du grenat. Des modèles plus récents font intervenir un épisode distensif suivi d'une phase compressive.

AMINCISSEMENT CRUSTAL ET TECTONIQUE COMPRESSIVE

Dans le cas du Beni Bouchera KORNPROBST & VIELZEUF [1984] invoquent une montée en diapir de l'asthénosphère sous une lithosphère en cours d'amincissement par rifting. Au cours de son ascension une chute de pression adiabatique provoque une fusion partielle vers 1500 °C et 27 - 30 Kb. Puis les liquides ainsi produits génèrent les rubans pyroxénolitiques au cours du refroidissement.

Au cours d'une phase compressive succédant au régime distensif, plusieurs mécanismes sont invoqués pour expliquer les textures laminées offertes par les roches ultrabasiques. Ils sont accompagnés par un dernier réajustement. Selon KORNPROBST & VIELZEUF [1984] le sommet du diapir est sectionné par une faille normale à l'échelle de la croûte. Puis le massif est charrié sur la croûte continentale.

Dans le cas des ultrabasites des Pyrénées, le sommet du diapir aurait atteint les sédiments en cours de dépôt [KORNPROBST & VIELZEUF, 1984]. Puis ces auteurs font intervenir une grande faille transformante. Les ultrabasites et les sédiments associés auraient été broyés entre les deux anciennes marges coulissant l'une par rapport à l'autre.

Pour les massifs de la Chaîne Varisque, l'hypothèse d'une ascension diapirique de matériel asthénosphérique est rendue possible par les conditions PT obtenues. Il en est de même pour l'origine profonde envisagée des liquides parents des rubans pyroxénolitiques. Pour le mécanisme compressif, l'idée d'une zone de subduction dans un domaine de collision a été avancée par plusieurs auteurs [BONNOT & PIBOULE, 1980; NICOLAS, 1984; PIN & VIELZEUF, 1983 & 1984]. Ils s'appuient sur les éclogites et les roches à faciès schistes bleus associées aux ultrabasites (cf. 1^{re} Partie). Cette zone de subduction aurait conduit les roches crustales et les péridotites dans le manteau. C'est alors selon plusieurs auteurs [LASNIER, 1971; BLANC, 1981; OBATA & MORTEN, 1987] que les grenats se seraient exprimés au dépens des spinelles. Si l'idée d'une phase compressive est bien démontrée par la présence d'éclogites associées aux ultrabasites à grenat, celle d'une zone de subduction n'est pas nécessaire pour expliquer la présence du grenat dans les péridotites. D'autre part cela n'expliquerait pas les H.T. qui ont facilité les déformations plastiques des roches: laminage et étirement. De même la diversité des trajectoires PT obtenues pour les lherzolites à spinelle, les lherzolites à spinelle et grenat et les pyroxénolites (fig. 143 et 144) est en contradiction avec l'influence d'une zone de subduction. On aurait du avoir un même accroissement des conditions PT notamment au niveau de la pression pour chaque type de roche. Si l'idée d'une subduction est bien étayée par les auteurs, elle n'a peut-être pas affectée les péridotites aussi intensément qu'ils le supposent.

IV-2 Modèles actuels

CROUTE OCEANIQUE "INTERMEDIAIRE"

Durant les dix dernières années un nouveau type de fond océanique dit "intermédiaire" ou encore du "troisième type" a été découvert en contexte de marge passive au large de la Galice. Il s'agit de serpentinites issues de l'altération de péridotites mantelliques. Ces dernières ont subi une légère fusion en se déformant plastiquement entre 1100°C et 950 °C vers 30 Km de profondeur. Puis la déformation s'est poursuivie jusqu'à 10 Km, la température chutant alors à 850 °C. Les déformations auraient entraîné un étirement des matériaux mantelliques de l'ordre de 300 %. L'île de Zabargad en mer rouge est un autre exemple de ce type [BOILLLOT, 1987 et 1988, BOILLLOT et al., 1986; NICOLAS et al., 1987; NICOLAS et al., 1988].

Très curieusement les températures qui accompagnent l'ascension du "diapir" (900 - 1100°C), ainsi que celle du dernier réajustement (\approx 850 °C), correspondent à celles que les chercheurs obtiennent généralement sur des ultrabasites mantelliques. Ceci est vrai aussi bien dans le cas des complexes ultramafiques lherzolitiques que pour les xénolites. C'est aussi précisément le cas pour les ultrabasites

de la Chaîne Varisque. D'autre part l'étirement de 300 % envisagé pour ces dernières pourrait tout à fait expliquer celui observé dans les péridotites de la Chaîne Varisque. Toutefois les pressions obtenues pour ces dernières sont plus fortes (20 - 25 Kb) ce qui correspond à 60 - 70 Km de profondeur et non pas 30 Km dans le cas galinaute. Le diapir mantellique de la Chaîne Varisque a pu se stabiliser à plus grande profondeur que celui de Galice tout en dérivant de processus similaires. Le rifting n'a peut-être pas évolué jusqu'à la séparation des deux marges de l'époque, du moins dans le secteur des Monts du Lyonnais. Toutefois, la stabilisation du diapir vers 60-70 Km n'explique toujours pas la présence actuelle des péridotites à grenat dans des matériaux crustaux. Il faut envisager d'autres processus susceptibles d'incorporer à froid ces roches dans les granulites.

L'idée d'une montée de l'asthénosphère à travers un manteau supérieur froid est aussi envisagée pour les magmatismes profonds à l'origine des basaltes alcalins et des kimberlites, hôtes des xénolites de roches ultrabasiques semblables (p. 43). C'est peut-être à cette occasion que ces roches se déforment plastiquement pour donner les textures porphyroclastiques également observées dans les xénolites.

TECTONIQUE PAR DENUDATION MANTELLIQUE

Pour expliquer la présence de ces péridotites à la limite croûte océanique basaltique - plateau continental, plusieurs modèles ont été proposés [SADDIQI et al., 1988]: diapir de H.T. [NICOLAS et al., 1985-1986], extrusion par faille transformante [BONATTI et al., 1986] ou dénudation par faille listrique intralithosphérique [BOILLLOT et al., 1986]. A l'image du modèle proposé par NICOLAS & BOUDIER [1985, 1986] et BONATTI [1987] pour l'île de Zabargad, BOILLLOT [1987] pense que les ultrabasites découvertes au large de la Galice résultent de l'ascension en diapir de l'asthénosphère jusqu'à la base d'une croûte continentale amincie (océanique pour Zabargad). Il s'appuie pour cela sur les données pétrologiques et les températures de fusions partielles (1100°C - 950 °C) typiques de l'asthénosphère. Ensuite les deux blocs continentaux se séparent de part et d'autre du vaste diapir laissant apparaître le manteau.

Fort de ces hypothèses, SADDIQI et al. [1988] proposent ce scénario pour le massif du Beni Bouchera. L'empreinte structurale de cette ascension serait un aplatissement par cisaillement. TUBIAS & CUEVAS [1987] proposent la même chose pour RONDA. Les ultrabasites seraient ensuite incorporées dans une pile de nappes synmétamorphiques au cours d'une phase compressive. Les péridotites se trouveraient alors entraînées en profondeur avec un gradient de température décroissant et une élévation sensible de la pression, d'où une origine métamorphique des grenats dans les péridotites. Ces dernières sont ensuite charriées sur la croûte continentale alors que les isothermes remontent dans la pile. C'est au cours de ce charriage que les minéraux de H.P. apparaissent dans les micashistes associés.

Si l'on suppose dans le cas des péridotites à grenat de la Chaîne Varisque une tectonique distensive par dénudation mantellique, une zone profonde du manteau, voir du sommet du diapir, pourrait être ainsi mise à nu par un jeu de basculement (fig. 145 a et b). Ce modèle s'inspire du scénario d'ouverture de la Mer Rouge de WERNICKE [1985]. Les péridotites à grenat et spinelle qui doivent constituer la tête du diapir pourraient alors être mises en contact directe avec des matériaux crustaux, voir des sédiments. Ce modèle a l'avantage d'expliquer la présence du grenat (pouvant alors coexister avec le spinelle), les H.T et H.P. typiquement asthénosphériques et certaines paragenèse de H.P. telle que des augites jadéitiques.

IV-3 Mise en place des ultrabasites des Monts du Lyonnais et de l'Artige

L'idée d'une remontée de l'asthénosphère à travers une croûte continentale amincie répond tout à fait au problème posé par les ultrabasites étudiés. Les déformations observées seraient contemporaines de l'ascension du diapir dans la lithosphère. De plus les conditions PT correspondent tout à fait à celle proposées pour les péridotites du large de la Galice. Les péridotites à grenat dont la fusion partielle serait à l'origine des liquides parents des pyroxénolites caractérisent aussi l'asthénosphère. Les très H.T. (1300 - 1400°C) et H.P. (35 - 40 Kb) caractériseraient de très vieilles paragenèses asthénosphériques entraînées par un vaste et lent mouvement ascensionnel. Enfin cela expliquerait le gradient géothermique proche du géotherme océanique obtenue avec les trajectoires PT.

Le modèle de remontée asthénosphérique, suivie d'une phase compressive, est donc adoptée ici à quelques nuances près.

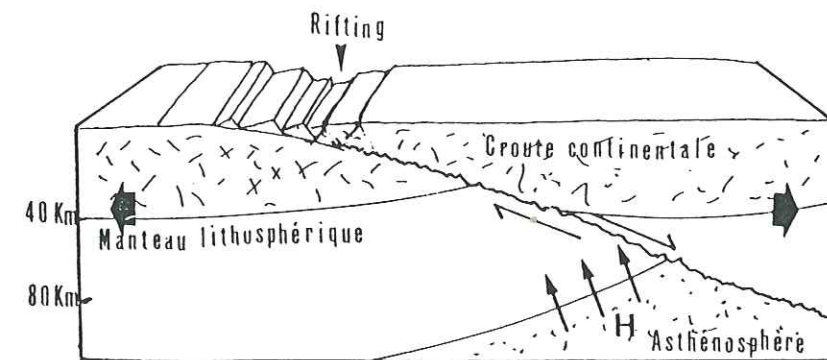
1° Ascension de matériel asthénosphérique chaud à travers une lithosphère continentale rigide et froide

La mise en place des massifs ultrabasiques à grenat débute par l'ascension de matériel asthénosphérique chaud à travers une lithosphère continentale froide plus dense en cours d'amincissement (fig. 145a). Au cours de l'ascension le sommet du diapir subit une légère fusion jusqu'à 1100 et 950 °C en se déformant plastiquement. Il s'en suit un laminage intense de la roche tel que celui qui est invoqué pour les péridotites de Galice. Ce processus a pu être amorcé précocement par des phénomènes magmatiques asthénosphériques conduisant à l'incorporation des liquides à l'origine des pyroxénolites vers 1400°C et 35 Kb dans les péridotites.

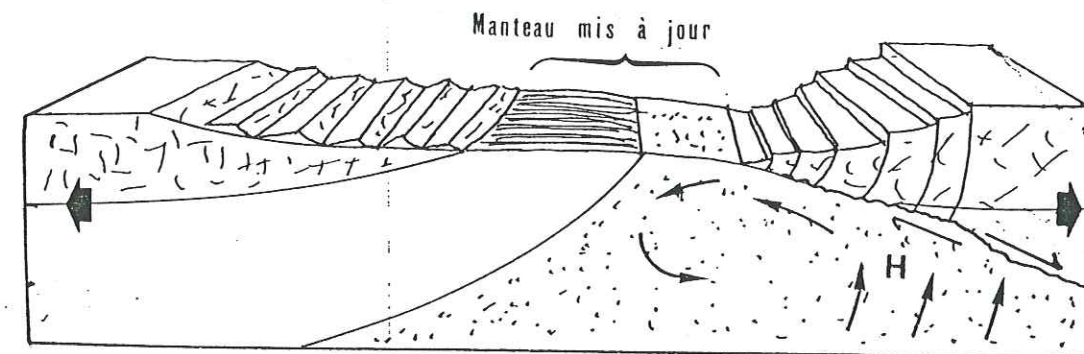
Ce rifting correspond logiquement à la phase distensive cambro-ordovicienne, prélude de la longue histoire tectonométamorphique de la Chaîne Hercynienne (p. 19).

2° Mise à jour du sommet du diapir asthénosphérique

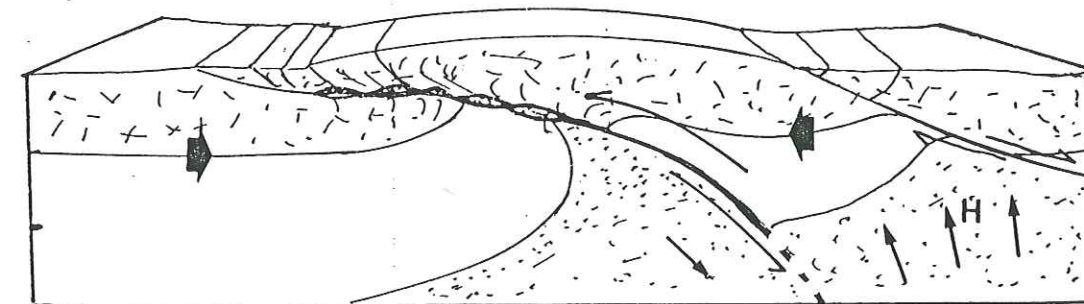
Dans les cas étudiés, le sommet du diapir alors refroidi a pu être mis directement en contact avec des matériaux crustaux par dénudation complètes (fig. 145 b). On pourrait donc émettre l'hypothèse selon laquelle les secteurs des Monts du Lyonnais et de l'Artige jouaient le rôle de marge passive à l'image de la partie nord de la mer Rouge (Ile de Zabargad). Dans les secteurs de la Chaîne Varisque, notamment plus à l'Ouest (Bretagne et péninsule ibérique) où les ophiolites sont plus fréquentes, un contexte plus océanique est atteint. Les métacumulats ultrabasiques tel que le massif de Sauviat et Puy Robis (p. 18) peuvent correspondre aux gabbros qui se concentrent au toit du diapir à la suite de sa fusion partielle [BOILLLOT 1987]. La coexistence de matériaux de natures différentes (ophiolites, métacumulats et roches mantelliques) peut ainsi devenir possible.



A) Ascension en diapir de l'asthénosphère chaude à travers une lithosphère rigide et froide. C'est au cours de ce processus que les péridotites lardées de pyroxénolites à grenat du sommet du diapir se déforment plastiquement sous l'effet d'une dépression vers 1100°C.



B) Le sommet du diapir est mis à jour par retrait des marges continentales pré-varisques au Cambrien et Ordovicien. La partie supérieure du diapir est refroidi.



C) Inversion des mouvements et collision des deux marges entraînant une subduction et/ou un charriage de l'une sur l'autre. C'est alors que des copeaux de péridotites peuvent être incorporés dans des roches crustales.

H : Flux thermique
~ : Faille listrique intralithosphérique (Fig. a et b)

Fig. 145 - Modèle géodynamique de mise en place des massifs de péridotites à grenat des Monts du Lyonnais et de l'Artige. (Les schémas A et B s'inspirent du scénario d'ouverture de la Mer Rouge de WERNICKE [1985], VOGGENREITER et al. [1988]).

3° Collision

Au Silurien, le mouvement relatif des deux marges s'inverse. L'une des deux marges peut alors s'enfoncer sous l'autre faisant disparaître l'ancien océan. Le dispositif d'enfouissement sans doute synmétamorphique peut être une zone de subduction ou bien un écaillage de tout le dispositif, conduisant à un empilement de nappes tel que l'envisagent SADDIQI et al. [1988] pour le Beni Bouchera. Les parties antérieurement mises à jour du manteau sont alors rabotées et des copeaux de péridotites à grenat peuvent rester coincés au niveau des sutures. Une éclogitisation a pu alors se produire ainsi qu'une remontée des isothermes provoquant un métamorphisme granulitique. Toutefois ces derniers n'ont pas forcément affecté les ultrabasites mantelliques au point de les restructurer et d'induire l'expression de grenats synmétamorphiques. Leurs effets seraient difficilement distinguables du réajustement à 850 °C qui accompagne la stabilisation du diapir dans les zones superficielles.

4° Métamorphisme de moyenne pression et moyenne température

Enfin le métamorphisme de moyenne pression et moyenne température d'âge dévonien et carbonifère inférieur (p. 29) entraîne les rétro-morphoses tardives qui affectent les silicates.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS G.E. & BISHOP F.C. (1982) - Experimental investigation of Ca-Mg exchange between olivine, orthopyroxene and clinopyroxene: potential for geobarometry. Earth and Planetary Science Letters, 57, p. 241-250.
- AKELLA J. (1976) - Garnet pyroxene equilibria in the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ and in a natural mineral mixture. American Mineralogist, 61, p. 589-598.
- ANTONIOZ P.M. (1969) - Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (N.E. Portugal). Thèse, Poitiers, 311 p.
- ANTONIOZ P.M. (1972) - Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (N.E. du Portugal): étude pétrographique et structurale. Mémoria - Servicos geológicos de Portugal, 20, p. 1-179.
- ANTONIOZ P.M. & CORREA A.V. (1973) - Essai d'interprétation des associations basiques et ultrabasiques polymétamorphiques précambriennes du N.O. de la péninsule ibérique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série D, t. 227, p. 1105-1108.
- AOKI K, FUJIMAKI H. & KITAMURA M. (1980) - Exsolved garnet-bearing pyroxene megacrysts from some South African kimberlites. Lithos, 13, p. 269-279.
- AOKI K.I. & SHIBA I. (1973) - Pargasites in lherzolite and websterite inclusions from Itinome-Gata, Japan. Journal of the Japanese Association for Mineralogy, Petrology and Economical Geology, 68, p. 303-310.
- AUTRAN A. & COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa mise en place dans le développement de la chaîne hercynienne. Mémoire du B.R.G.M., 108, p. 90-111.
- AUTEURS ASSOCIES (1982) - Final remarks on field work and sessions of the problem Commission IX, Subcommission 2, in 1981 under the theme: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian massif. Ophiolite. Initialite 1981, Mai-Juin 1981, n° 73, Potsdam, p. 76-81.
- AVE LALLEMANT H.G. (1967) - Structural and petrographic analysis of an "alpin-type" peridotite. The lherzolite of French Pyrenees. Leidse Geologische Mededelingen, 42, p. 1-57.
- AZAMBRE B. & RAVIER J. (1978) - Les écaillés de gneiss du faciès granulite du Port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. Bulletin de la Société Géologique de France, t. XX, n° 7, p. 221-228.
- BAKUN-CZUBAROWA N. (1980) - Pyroxene geothermometry applied of the Sowie Gory ultramafic rocks. Publications of the Institute of Geophysics (Polish Academy of Sciences), A-8, 130, p. 57-66.

- BANNO S. & YAMASAKI M. (1971) - An interpretation of jadeite/calcium-Tschermakite ratios of eclogitic clinopyroxenes. Japanese Journal of Geology and Geography, 41(2), p. 51-63.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. & RIBEIRO A. (1980) - La chaîne Hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^e Congrès Géologique International, Mémoires du B.R.G.M., C6, 108, p. 243-246.
- BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE P. & RIBEIRO A. (1972) - Le précambrien de la Meseta Ibérique, actes et colloque sur les corrélations du précambrien, Agadir - Rabat (1970). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 236, p. 315-335.
- BASU A.R. & MACGREGOR I.D. (1975) - Chromite spinels from ultramafic xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39, p. 937-945.
- BAYER R. & HIRN A. (1987) - Données géophysiques sur la structure profonde de la croûte hercynienne dans l'arc ibéro-armoricain et le Massif Central Français. Bulletin de la Société Géologique de France, série 8, t. III, n° 3, p. 561-574.
- BAYER R. & MATTE P. (1979) - Is the mafic-ultramafic massif of Cabo-Ortega (N.W. Spain) a nappe-emplaced during a variscan obduction, a new gravity interpretation? Tectonophysics, 57, p. 9-18.
- BEESON M.H. & JACKSON E.D. (1970) - Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake Crater, Oahu. Mineralogical Society of America, Special paper, 3, p. 95-112.
- BEHR H.J. (1961) - Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse der Sächsischen Granulitgebirge (Mit Anlagenkarten). Freiberger Forschungshefte, C.119, p. 1-112.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984) - The Variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109, p. 15-40.
- BEHR H.J., FRITSCH E. & MANSFELD L. (1965) - Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten. Krystalinikum, 3, p. 7-29.
- BERGER E. (1981) - Enclaves ultramafiques, mégacrystaux et leurs basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central Français). Thèse d'état, Orsay, 2 vol., 562 p.
- BERGER E. (1982) - Un géothermomètre potentiel très sensible, reposant sur la teneur en silicium des spinelles de paragenèses à olivine. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, t. 294, série II.
- BERGER E. & VANNIER M. (1978) - Un géothermomètre reposant sur le partage du nickel et du magnésium entre olivine et orthopyroxène: application à l'étude des péridotites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 286, série D, p. 733-736.
- BERGER E. & VANNIER M. (1984) - Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques: approche pétrologique. Bulletin de Minéralogie, 107, p. 649-663.

- BERGER J.P. (1977) - Etude cartographique, pétrographique et géochimique de quelques massifs basiques et ultrabasiques dans leur cadre géologique (région de Chalus, Nexon, Haut-Limousin, Massif Central Français). Thèse 3^e cycle, Lyon, 2 vol., 213p.
- BERGER J.P. (1977) - Sur la présence d'une lherzolite à grenat en enclave dans le basalte alcalin de la Vestide du Pal (Ardèche): conditions d'équilibre, implications pétrogénétiques et géotectoniques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, t. 284, p. 709-712.
- BERGER E. & BROUSSE R. (1976) - Une lherzolite à grenat du pipe d'Eglazine (Lozère, France) stabilisée à 1400 °C et 30 Kbars. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, t. 282, p. 709-712.
- BERNARD-GRIFFITHS J. & CORNICHE G. (1985) - Origin of eclogites from South Brittany, France. Chemical Geology, 52, p. 185-201.
- BERTRAN P. & MERCIER J.C.C. (1985) - The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system? Earth and Planetary Science Letters, 76, p. 109-122.
- BERTRAN P., SOTIN C., MERCIER J.C.C. & TAKAHASHI E. (1986) - From the simplest chemical system to the natural one: Garnet peridotite barometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, p. 168-178.
- BERTRAN P., SOTIN C., GAULIER J.M. & MERCIER J.C.C. (1987) - La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène; inversion globale des données expérimentales du système MgO-Al₂O₃-SiO₂. Bulletin de la Société géologique de France, 8^e série, t. III, n° 5, p. 821-832.
- BLANC D. (1981) - Les roches basiques et ultrabasiques des Monts du Lyonnais: pétrographie, minéralogie, géochimie. Thèse de 3^e Cycle, Lyon, 152 P.
- BODINIER J.L., FABRIES J., LORAND J.P., DOSTAL J. & DUPUY C. (1987) - Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). Bulletin de Minéralogie, 110, p. 345-358.
- BODINIER J.L., GUIRAUD M., FABRIES J., DOSTAL J. & DUPUY C. (1987) - Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). Geochimica et Cosmochimica acta, 51, p. 279-290.
- BOILLOT G. (1987) - Les fonds sous-marins du troisième type. La Recherche, 18(193), p. 1295-1303.
- BOILLOT G., COMAS M., GIRARDEAU J., KORNPROBST J., LOREAU J.P., MALOT J., MOUGENOT D. & MOULLEDE M. (1986) - Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne galinote (plongées du submersible Nautil à l'Ouest de l'Espagne). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 303, série II, n° 19, p. 1719-1721.

- BONATTI E., HAMLYN P. & OTTONELLO G. (1981) - Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). Geology, 9, p. 474-479.
- BONNOT H. (1978) - Lithostratigraphie et pétrologie des formations cristallophyliennes de la région de Bujaleuf-Saint Paul d'Eyjaux (Haut-Limousin, M.C.F.). Thèse 3^e cycle, Lyon, 2 vol., 219 p.
- BONNOT H. & PIBOULE M. (1980) - Mise en évidence d'une dualité d'origine des ultrabasites à grenat du Limousin et recherche de la signification des péridotites d'origine mantellique dans le Massif Central Français. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, série D, t. 291, p. 129-132.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D.S., BRIAND B., MENOT R.P. & PIBOULE M. (1988) - Eclogites in the french paleozoic orogen, geodynamic significance. [à paraître].
- BOUDIER F. (1976) - Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes Piémontaises) - Etude structurale et pétrologique. Thèse, Nantes, 180 p.
- BOUDIER F., NICOLAS A., JI S., KIENAST J.R. & MEVEL C. (1988) - The gneiss of Zabargad Island: deep crust of a rift. Tectonophysics, 150 (1/2), p. 177-207.
- BOYD F.R. (1987) - High- and low-temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere asthenosphere boundary beneath southern Africa. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- BOYD F.R. & NIXON P.H. (1973) - Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: "Lesotho Kimberlites", Edited by Nixon P.H., Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, p. 254-268.
- BREY G.P. & KOGARKO L. (1986) - Garnet-pyroxene equilibria in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (CMAS). Prospects to simplified ("T independant") lherzolite barometry and an eclogite barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, p. 448-455.
- BRIERE Y. (1920) - Les écloites françaises. Bulleten de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 43, p. 72-222.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE P. (1984) - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt; an example in the French massif Central. In: "Variscan Tectonics of the North Atlantic region", Edited by Hutton D.H.W. and Sanderson D.J., Geological Society of London, special publication, 14, p. 47-61.
- BURG J.P. & MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129, p. 429-460.
- BUSECK P.R., NORD G.L. & VELEN D.R. (1980) - Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: "Reviews in Mineralogy: pyroxenes", Edited by Prewitt C.T., Mineralogical Society of America, Vol. 7, p. 117-211.

- CABANES N. (1988) - Etude de zones de cisaillement mantellique. Les péridotites de Montferrier (France) et de San Quintin (Mexique). Annalyse texturale, pétrologique et géochimique. Documents et Travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier, n° 16.
- CABANES N. & MERCIER J.C.C. (1988) - Insight into the upper mantle beneath an active extensional zone: the spinel-peridotite xenoliths from San Quintin (Baja California, Mexico). Contributions to Mineralogy and Petrology, 100(3), p. 374-382.
- CAMERON M. & PAPIKE J.J. (1981) - Structural and Chemical variations in pyroxenes. American Mineralogist, 66, p. 1-50.
- CARLSON W.D. & LINDSLEY D.H. (1988) - Thermochemistry of pyroxenes on the join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$. American Mineralogist, 73(3/4), p. 242-252.
- CARSWELL D.A. (1980) - Mantle-derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: a review. Lithos, 13, p. 121-138.
- CARSWELL D.A. & GIBB F.G.F. (1980) - Geothermometry of garnet lherzolites nodules with special reference to those from the kimberlites of northern Lesotho. Contributions to Mineralogy and Petrology, 74, p. 403-416.
- CARSWELL D.A. & GIBB F.G.F. (1987) - Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4), p. 499-511.
- CAWTHORN R.G. (1975) - The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy. Journal of Geology, 83, p. 437-454.
- CHAMPNESS P.E. & LORIMER G.W. (1973) - Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene. Journal of Materials Science, 8, p. 467-474.
- CHATTERJEE N.D. & TERHART L. (1985) - Thermodynamic calculation of peridotite phase relations in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$, with some geological applications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 89, p. 273-284.
- CHENEVOY M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central Français. Mémoire Explicatif de la Carte Géologique de France, Paris, Imprimerie Nationale, 428 p.
- CHENEVOY M., FORESTIER F.M. & GAY M. (1963) - L'étude des complexes ultrabasiques différenciées du Haut-Limousin (Feuille de Limoges à 1/80 000). Bulletin du Service de la Carte Géologique de France, Paris, 773(54), p. 89-116.
- CHENEVOY M., COFFRANT D. & PIBOULE M. (1969) - Horizons écloitiques en Limousin, Massif central français. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, série D, t. 268, p. 5-8.
- CLARKE D.B. & PE-PIPER G.G. (1983) - Multiply exsolved clinopyroxene megacrysts from the Frank Smith Mine, Cape Province, South Africa. Lithos, 16, p. 75-84.

- CLOCCHIATTI R., MASSARE D. & JEHANNO C. (1981) - Origine hydrothermale des olivines gemme de l'île de Zabargad (St. Johns), Mer Rouge, par l'étude de leurs inclusions. Bulletin de Minéralogie, 104, p. 354-360.
- COFFRANT D. - (1971) Les éclogites et les roches basiques et ultrabasiqes associées du massif de Sauviat-sur-Vize, Haute Vienne Etude pétrographique et géochimique. Thèse 3^e cycle, Lyon.
- COFFRANT D. & PIBOULE M. (1971) - Les éclogites et roches associées des massifs basiques de Saint-Joseph (Monts du Lyonnais, Massif central français). Bulletin de la Société géologique de France, 13(3-4), p. 283-291.
- COFFRANT D. & PIBOULE M. (1975) - Les métavulcanites basiques du Bas-Limousin (Massif central français): étude géochimique des éclogites et des dolérites. Bulletin de la Société géologique de France, 7(17), p. 620-628.
- COGNE J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mémoires du Service de la Carte Géologique de France, t. 45, 382 p.
- COGNE J. (1966) - Une "Nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace-Lorraine, 19(2), p. 107-136.
- COISY P. & NICOLAS A. (1978) - Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves de basaltes. Bulletin de Minéralogie, 101(4), p. 424-436.
- COLLERSON K. (1974) - Descriptive microstructural terminology for high grade metamorphic tectonites. Geological Magazine, 111(4), p. 313-318.
- CONQUERE F. (1971a) - Les pyroxénolites à amphibole et les amphibolites associées aux lherzolites du gisement de Lherz (Ariège, France): un exemple du rôle de l'eau au cours de la cristallisation fractionnée des liquides issus de la fusion partielle de lherzolites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 33, p. 32-61.
- CONQUERE F. (1971b) - La lherzolite à amphibole du gisement de Caussou (Ariège, France). Contributions to Mineralogy and Petrology, 30, p. 296-313.
- CONQUERE F. (1972) - Caractères distinctifs et genèse des péridotites associées aux pyroxénolites dans les lherzolites des Pyrénées (Ariège, France). Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 274, p. 1244-1247.
- CONQUERE F. (1973) - L'origine des lherzolites et roches associées de l'étang de Lherz (Ariège, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 274, p. 1589-1592.
- CONQUERE F. (1977) - Pétrologie des pyroxénites litées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle I., II. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 100(1), 42-80, 123-137.

- CONQUERE F. (1978) - Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège (France). Thèse d'état, Paris VI, 333 p.
- CONQUERE F. & FABRIES J. - (1983) - Chemical disequilibrium and its thermal significance in spinel peridotites from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). 3rd Intern. Kimberlite Conference, Proceedings.
- CONQUERE F. & FABRIES J. (1984) - Chemical disequilibrium and its thermal significance in spinel peridotites from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). In: "Kimberlites II. The Mantle and Crust-Mantle Relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 319-331.
- CONQUERE F. & FABRIES J. (1984) - Caractères pétrographiques et chimiques des péridotites à spinelle des gisements ultramafiques de Lherz et freychinède (Ariège, Pyrénées françaises). Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II, 74, p. 55-83.
- COURRIOUX G. & GOUANVIC Y. (1982) - Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puente deume, Galice, Espagne: leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordennes et du Cabo Ortegal dans le dodel de poinçonnement rigide-plastique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, t.295, p.69-72.
- COUTURIE J.P. & KORNPROBST J. (1977) - Une interprétation géodynamique de l'évolution polyphasée des assemblages des granulites dans les chaînes bético-rifaines et le Massif Central français. Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France, 5, p. 289-291.
- COX K.G., SMITH M.R. & BESWETHERICK S. (1987) - Textural studies of garnet lherzolites: evidence of exsolution origin from high-temperature harzburgites. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- CRESSEY G., SCHMID R. & WOOD B.J. (1978) - Thermodynamic properties of almandin-grossular garnet solid solutions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67, p. 397-404.
- DAHL P.S. (1980) - The thermal-compositional dependence of Fe²⁺-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. American Mineralogist, 65, p. 854-866.
- DANCKWERTH P.A. & NEWTON R.C. (1978) - Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂ in the range 900°C-1100°C and Al₂O₃ isopleths of enstatite in the spinel field. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, p. 189-201.
- DAROT M. (1973) - Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Applications à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja. Thèse de 3^e cycle, Nantes, 120 p.
- DAWSON J.B. (1980) - Kimberlites and their xenoliths. Springer Verlag, 252 p.
- DEBELMAS J. & PIBOULE M. (1987) - L'apport des chaînes de montagne à la connaissance de la croûte profonde et du manteau supérieur. Annales des Mines, Avril-Mai, p. 17-28.

- DELANEY J.S., SMITH J.V., DAWSON J.B. & NIXON P.H. (1979) - Manganese thermometer for mantle peridotites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, p. 157-169.
- DEMPSEY M.J. & SCHARBERT H.G. (1981) - Phases relations in Moldanubian garnet pyroxenites (Bohemian Massif of Lower Austria): An experimental study. Progress exp. pet., 5th report, N.E.R.C., Ford C.E. ed., 70-73.
- DEN TEX E. (1971) - Age, origin and emplacement of some Alpidic peridotites in the light of recent petrofabric researches. Fortschritte der Mineralogie, 48, p. 69-74.
- DEN TEX E. (1977) - Le socle polycyclique et son rôle dans l'évolution de la Chaîne varisque en Galice (Espagne du N.W.). In: "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Col. inter. C.N.R.S., Rennes, n°243, p. 441-451.
- DESNOYERS C. (1975) - Exsolutions d'amphiboles de grenat et de spinelle dans les pyroxènes de roches ultrabasiqes: péridotite et pyroxénolites. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 98(1), p. 65-77.
- DE WITT M.J. & STRONG D.F. (1975) - Eclogite-bearing amphibolites from the Appalachian mobile belt, northwest Newfoundland: dry versus wet metamorphism. Journal of Petrology, 83, p. 609-627.
- DICK H.J.B. & BULLEN T. (1984) - Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(1), p. 54-76.
- DAVIS B.T.C. & SCHAIRER J.F. (1965) - Melting relations in the join diopside-forsterite-pyroxene at 40 kilobars and at one atmosphere. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 64, p. 123-126.
- DAWSON J.B. & STEPHENS W.E. (1975) - Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. Journal of Geology, 83, p. 589-607.
- DICK H.J.B. & FISHER R.L. (1984) - Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites. In: "Kimberlites II. The Mantle and Crust-Mantle Relationships", Edited by Kornprobst, Elsevier, p. 295-308.
- DICKEY J.S. (1970) - Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de la Ronda and other examples. Mineralogical Society of America, Special Paper, 3, p. 33-49.
- DICKEY J.S., OBATA M. & SUN C.J. (1977) - Partial fusion versus fractional crystallization: hypotheses for the differentiation of the Ronda ultramafic massif of southern Spain. Oregon Department of Geological and Mineralogical Industry Bulletin, 96, p. 79-89.
- DOBRETISOV N.L., MISAR Z. & POPOV E.V. (1984) - The PT conditions of equilibrium for some pyroxene peridotites and country rocks in the Moldanubian area at Mohelno (Eastern Moravia, Czechoslovakia). Mineralia Slovaca, 16(1), p. 87-94.

- DOBRETISOV N.L., SOBOLEV V.S., SOBOLEV N.V. & KLESTOV V.V. (1975) - The facies of regional metamorphism at high pressures. Edited by Sobolev V.S., translated by Brown, Australian National University, Department of Geology Publication n° 266.
- DOUGLAS B.J., SAUL S.L. & STERN C.R. (1987) - Rheology of the Upper Mantle beneath southernmost South America inferred from peridotite xenoliths. Journal of Geology, 95, p. 241-253.
- DRIAN M.A. (1849) - Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon. Mémoire de la Société d'Agriculture de Lyon.
- DRURY S.A. (1980) - The geochemistry of high-pressure gneiss from Cabo Ortegal (N.W Spain) residues of deep anatexis. Géologie en Mijnbouw, 59, p. 61-64.
- DUBUISSON G., GIRARDEAU J., HIRN A. & MERCIER J.C.C. (1984) - Caractérisation géophysique de la structure en nappe du Limousin et mise en évidence de marqueurs ophiolitiques. Documents du B.R.G.M., 81(3), p. 25-34.
- DUBUISSON G., MERCIER J.-C. & GIRARDEAU J. (1987) - Lithologie, textures et pétrologie des ophiolites du Limousin: reliques d'un paléo-océan varisque. Documents du B.R.G.M., 138(2), p. 21-50.
- DUDEK A. (1971) - Chemical composition of Moldanubian eclogites and their garnets. Krystalinicum, 7, p. 167-181.
- DUDEK A. (1977) - Les éclogites dans les variscides de l'Europe centrale et occidentale. In: "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Col. Intern. C.N.R.S., Rennes, n°243, p. 105-111.
- DUDEK A. & FEDIUKOVA E. (1974) - Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen, 121, p. 127-159.
- DUDEK A. & KOPECKY L. (1966) - Ultrabasites in the Bohemian Massif. Krystalinicum, 4, p. 7-10.
- DUDEK A., MATEJOVSKA O. & SUK M. (1974) - Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemian and Moravia. Krystalinicum, 10, p. 67-78.
- DUFOUR E. (1985) - Granulitic facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites, Massif Central, France. Lithos, 18, p. 97-113.
- DUTHOU J.L., PIBOULE M., GAY M. & DUFOUR E. (1981) - Datation radiométriques Rb-Sr sur les orthogneiss des monts du Lyonnais (Massif Central Français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 292, p. 749-752.
- EGGLER D.H. & MCCALLUM M.E. (1974b) - Preliminary upper mantle-lower crust model for the Colorado-Wyoming Front Range. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 73, p. 265-300.

- EGGLER D.H., McCALLUM M.E. & SMITH C.B. (1979) - Megacryst assemblages in kimberlites from northern Colorado and southern Wyoming. In: "The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics". Proceeding International on Kimberlite Conference, 2(2), American Geophysical Union, Washington D.C., 424 p.
- EHRENBERG S.N. (1982) - Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *Journal of Petrology*, 23(4), p. 507-547.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979) - An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, p. 13-22.
- ENGELS J.P. (1972) - The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (N.W. Spain) - A structural and petrofabric study. *Leidse Geologische Mededelingen*, 48, p. 83-133.
- ENGELS J.P., HUBREGTSE J.J.M.W., FLOOR P. & DEN TEX E. (1974) - Precambrian complexes in the hercynian orogen of the northwestern Iberian peninsula. In: "Précambrien des zones mobiles de l'Europe", Progr. Int. Corré. Geol. Conférence Liblice 1972, p. 163-174.
- ERNST W.G. (1977) - Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpi Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. *Journal of Petrology*, 18(3), p. 371-398.
- ERNST W.G. (1978) - Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps. *Journal of Petrology*, 19(3), p. 341-392.
- ETIENNE F. (1971) - La lherzolite rubanée de Baldissero-Canavese (Piémont, Italie). *Thèse 3^e Cycle*, Nancy.
- EVANS B.W. & FROST B.R. (1975) - Chrome-spinel in progressive metamorphism - A preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, p. 659-972.
- EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. (1978) - Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima Di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), p. 333-348.
- FABRIES J. (1979) - Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(4), 329-336.
- FABRIES J. (1984) - Utilisation des échanges Fe/Mg en géothermométrie. Application aux roches mafiques et ultramafiques. In: "Thermométrie et barométrie géologique", Société Française de Mineralogie et de Cristallographie, 1, p. 203-233.
- FABRIES J. (1987) - Les silicates dans les roches profondes (Manteau supérieur). *Supplément du Bulletin de la Société française de Mineralogie et de Cristallographie*, T. 110, n° 3, p. 63-64.
- FABRIES J. & CONQUERE F. (1983) - Les lherzolites à spinelle et les pyroxénites à grenat associées de Bestiac (Ariège, France). *Bulletin de Mineralogie*, 106, p. 781-803.
- FERGUSON J., ELLIS D.J. & ENGLAND R.N. (1977) - Unique spinel garnet lherzolite from Australia. *Geology*, 5, p. 278-280.
- FIALA J. (1965) - Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif. *Krystalinikum*, 3, p. 55-74.
- FIALA J. (1966) - The distribution of elements in mineral phases of some garnet lherzolites from the Bohemian massif. *Krystalinikum*, 4, p. 31-53.
- FIALA J., LANG M., OBRDA J., PIVEC E. & ULRYCH J. (1982) - Petrology of some garnet-kyanite-K-felspar leptynites of the Czech Moldanubicum (Czechoslovakia). *Rozprawy Československé Akademie Ved., Rada Matematických a přírodních Ved*, 92(5), p. 1-85.
- FIALA J., MATEJOVSKA O. & VANKOVA V. (1987) - Moldanubian granulites Source material and petrogenetic considerations. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen*, 157(2), p. 133-165.
- FIALA J., MATEJOVSKA O. & VANKOVA V. (1987) - Moldanubian granulites granulites and related rocks: petrology, geochemistry and radioactivity. *Rozprawy Československé Akademie Ved, Rada Matematických a Přírodních Ved*, 97(1), p. 1-102.
- FINNERTY A.A. & BOYD F.R. (1984) - Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(1), p. 15-27.
- FINNERTY A.A. & BOYD F.R. (1987) - Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. In: "Mantle Xenoliths", Edited by P.H. Nixon, John Wiley & Sons Ltd., p. 381-402.
- FISERA M., VRANA S., KOTRBA Z. (1982) - Orthopyroxene-garnet granulites in the Podolsko complex. *Vestník Ustředního Ústavu Geologického*, 57(6), p. 321-328.
- FORESTIER F.H. (1961) - Les péridotites serpentinisées incluses dans les terrains cristallins du bassin du Haut-Allier (M.C.F.). *Thèse d'Etat*, Clermont-Ferrand, 2 vol., 300 p.
- FORESTIER F.H. (1964) - Les péridotites serpentinisées en France Groupe 1: péridotites intracristallines. *Fasc. IV: Massif Central médian, Bassin du Haut-Allier*. Ed. B.R.G.M. Paris.
- FORESTIER F.H. (1971) - Les schistes cristallins de la moitié Nord du Massif Central. In: *Symposium J. Jung "Géologie, géomorphologie et structures profondes du Massif Central Français"*, CLERMONT-FERRAND, p. 89-108.
- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. & MARCHAND J. (1973) - Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricaïn de l'affleurement au Moho. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(15), p. 562-578.
- FORESTIER F.H. (1977) - Les domaines du métamorphisme de plus haut degrés en Armorique méridionale, corrélation à travers l'Europe moyenne. In: "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Col. inter. C.N.R.S., Rennes, n°243, p. 57-60.
- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. & MARCHAND J. (1974) - Vue nouvelle sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif armoricaïn, de l'affleurement au Moho. *Bulletin de la Société géologique de France*, série n°7, 15(5-6), p. 562-578.

- FREY F.A. (1980) - The origin of pyroxénites and garnet-pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence. American Journal of Science, 280-A, p. 427-449.
- FREY F.A. & GREEN D.H. (1974) - The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, p. 1023-1059.
- FREY F.A. & PRINZ M. (1978) - Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 38, p. 129-176.
- FUJII T. (1976) - Solubility of Al_2O_3 in Enstatite coexisting with Forsterite and Spinel. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 75, p. 566-574.
- FUJII T. (1976) - Fe-Mg partitioning between olivine and spinel. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 76(1730), p. 563-569.
- FUJII T. (1976) - Pyroxene equilibria in spinel lherzolites. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 76(1730), p. 569-572.
- GANGULY J. (1979) - Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, p. 1021-1029.
- GANGULY J. & GHOSE S. (1979) - Aluminous orthopyroxene: order disorder, thermodynamic properties and petrologic implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, p. 375-385.
- GARDIEN V. (1988) - Les laminations croûte-manteau dans les Monts du Lyonnais (M.C.F.). Approche microstructurale, thermodynamique et cinétique. Mémoire de D.E.A., Université de Grenoble, 75 p.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.M. & MISSERI M. (1988) - Les péridotites des Monts du Lyonnais (Massif Central Français): témoins privilégiés d'une subduction de la lithosphère paléozoïque. 12^e Réunion des Sciences de la Terre, Lille, p. 61.
- GASPARIK T. (1984) - Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87, p. 87-97.
- GASPARIK T. (1984) - Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of pyroxene in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2$. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, p. 2537-2545.
- GASPARIK T. (1985) - Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350 °C and 15-34 Kb. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, p. 865-870.
- GASPARIK T. (1987) - Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96, p. 357-370.

- GASPARIK T. & LINDSLEY D.H. (1980) - Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: "Reviews in Mineralogy: pyroxenes", Edited by PREWITT C.T., Mineralogical Society of America, Vol. 7, p. 309-339.
- GASPARICK T. & NEWTON R.C. (1984) - The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Contributions to Mineralogy and Petrology, 85, p. 186-196.
- GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C. & DOSTAL J. (1984) - Geochemistry of leptyno-amphibolitic complex from Haut-Allier (French Massif Central). Lithos, 17, p. 203-214.
- GIROD M. (1967) - Données pétrographiques sur des pyroxénolites à grenat en enclaves dans des basaltes du Hoggar (Sahara central). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 90, p. 202-213.
- GODARD G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée: les éclogites de Vendée. Thèse de 3^e cycle, Nantes, 153 p.
- GRAHAM E.K. & DOBRZYKOWSKI D. (1976) - Temperatures in the mantle as inferred from simple compositional models. American Mineralogist, 61, p. 549-559.
- GREEN D.H. (1966) - The origin of the "éclogites" from Salt Lake Crater, Hawaii. Earth and Planetary Science Letters, 1, p. 103-190.
- GREEN D.H. & RINGWOOD A.E. (1967b) - The stability of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth and Planetary Science Letters, 3, p. 151-160.
- GREEN H.W. II & GUEGEN Y. (1983) - Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlites: a case documented by fluid and solid precipitates in olivine. Tectonophysics, 92, p. 71-92.
- GRIFFIN W.L., WASS S.Y. & HOLLIS J.D. (1984) - Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: petrology of a subcontinental crust-Mantle transition. Journal of Petrology, 25(1), p. 53-87.
- HAMEURT J. (1967) - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges Moyennes. Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 26, p. 33-39.
- HAMEURT J. (1968) - Les péridotites des Vosges moyennes. Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 21(3), p. 177-218.
- HARLEY S.L. (1984) - Comparison of the Garnet-Orthopyroxene geobarometer with recent experimental studies, and applications to natural assemblages. Journal of Petrology, 25(3), p. 697-712.
- HARLEY S.L. (1984) - An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, p. 359-373.

- HARLEY S.L. (1984) - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Journal of Petrology, 25(3), p. 131-155.
- HARLEY S.L. & GREEN D.H. (1982) - Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. Nature, 300(23/30), p. 697-701.
- HARTE B. (1977) - Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. Journal of Geology, 85, p. 279-288.
- HARTE B. (1983) - Mantle peridotites and processes- the kimberlite sample. In: "Continental basalts and mantle xenoliths", Edited by Hawkesworth C.J. and Norry M.J., Shiva Publishing Ltd., p. 46-100.
- HARTE B. & GURNEY J.J. (1975) - Evolution of clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor Kimberlite Pipe, South Africa. Physics and Chemistry of the Earth, 9, p. 367-387.
- HATTON C.J. & GURNEY J.J. (1987) - Roberts Victor eclogites and their relation to the mantle. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- HEARN Jr. B.C. & MCGEE E.S. (1984) - Garnet peridotites from Williams kimberlites, North-Central Montana, U.S.A. In: "Kimberlites II: The mantle and Crust - Mantle Relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 57-70.
- HENRY D.J. & MEDARIS L.G. Jr. (1980) - Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon. American Journal of Science, vol. 280-A, p. 211-231.
- HERVE F. (1968) - Etude pétrographique des roches métamorphiques des environs d'Uzerche (Massif Central). Thèse inédite, Paris.
- HERVIG R.L. & SMITH J.V. (1980) - Sodium thermometer for pyroxenes in garnet and spinel lherzolites. Journal of Geology, 88, p. 337-342.
- HERVIG R.L. & SMITH J.V. (1982) - Temperature-dependent distribution of Cr between olivine and pyroxenes in lherzolites xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology, 81, p. 184-189.
- HERZBERG C.T. (1978) - Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, p. 945-957.
- HERZBERG C.T. (1978) - The bearing of phase equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet-websterites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, p. 375-382.
- HERZBERG C.T. (1983) - Solidus and liquidus temperatures and mineralogy for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 32, p. 193-202.
- HERZBERG C.T. & CHAPMAN N.A. (1976) - Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites. American Mineralogist, 61, p. 626-637.
- HERZBERG C., RICCIO L., CHIESA S., FORNONI A., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.N. & SCOLARI A. (1977) - Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic crystalline basement from Val Clapa (Alto Adige, N.E. Italy). Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 30, p. 1-28.
- HUBREGTSE J.J.M.W. (1973) - High grade metamorphic rocks of the Mellid Area, Galicia, N.W. Spain. Leidse Geologische Mededelingen, 49, p. 9-31.
- HUNTER W.C. & SMITH D. (1981) - Garnet peridotite from Colorado Plateau ultramafic diatremes: hydrates, carbonates and comparative geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, p. 312-320.
- IGLESIAS M., MATTEI P., RIBEIRO A. & RIBEIRO L. (1981) - Mise en place par obduction des nappes varisques du N.O. ibérique (abtr.). Terra Cognita - Special Issue, 70.
- IRIFUNE T., SEKINE T., RINGWOOD A.E. & HIBBERSON W.O. (1986) - The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. Earth and Planetary Science Letters, 77, p. 245-256.
- IRVING A.J. (1980) - Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic process within the mantle. American Journal of Science, 280A, p. 389-426.
- IRVING A.J. (1984) - Polybaric mixing and fractionation of alkalic magmas: Evidence from megacryst suites. Eos. Transaction, American Geophysical Union, 65, p. 1153.
- I.U.G.S. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (1973) - Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendation. Neues Jahrbuch Mineralogisch, Monatshft, 4, p. 149-164.
- JAKES P. (1969A) - Distribution of the granulites within The Bohemian Massif and their petrological features. Special Publication Geological Society of Australia, 2, p. 269-272.
- JAKES P. (1969B) - Retrogressive changes of granulites facies rocks. An exemple from the Bohemian Massif. Special Publication Geological Society of Australia, 2, p. 367-374.
- JAKES P. & VOKURKA K. (1987) - Central Europe. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- JENKINS D.M. & NEWTON R.C. (1979) - Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900°C and 1000°C in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and at 900°C with natural garnet and olivine. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, p. 407-419.
- JUNG J. (1954) - Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central Français. Annales Hébert et Haug, Paris, 8, p. 245-258.
- KAWASAKI T. (1979) - Thermodynamic analyses on the Fe-Mg exchange equilibrium between olivine and garnet: an application to the estimation of P/T relations of ultramafic rocks. Journal of the Japanese Association for Mineralogy, Petrology and Economical Geology, 74, p. 395-405.

- KAWASAKI T. & MATSUI Y. (1983) - thermodynamic analyses of equilibria involving olivine, orthopyroxene and garnet. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(10), p. 1661-1679.
- KIRBY S.H. & RALEIGH C.B. (1973) - Mechanismes of high temperature, solid state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behaviour of the mantle. Tectonophysics, 19, p. 165-194.
- KOHLSTEDT D.L. & VAN DER SANDE J.B. (1973) - Transmission electron microscopy investigation of the defect microstructure of four natural orthopyroxenes. Contributions for Mineralogy and Petrology, 42, p. 169-180.
- KOPECKY L. & SATTRAN V. (1966) - Buried occurrences of pyrope peridotites and the structure of the crystalline basement in the extreme SW of the České stredohorí mountains. Krystalinicum, 4, p. 65-86.
- KORNPROBST J. (1966) - A propos des péridotites du massif des Beni Bouchera (Rif septentrional, Maroc). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 89, p. 399-404.
- KORNPROBST J. (1969) - Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. Contributions to Mineralogy and Petrology, 23(4), p. 283-322.
- KORNPROBST J. (1970) - Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Boussera: une étude expérimentale entre 1100 et 1550 °C, sous 15 à 30 Kb. de pression sèche. Contributions to Mineralogy and Petrology, 29, p. 290-309.
- KORNPROBST J. (1980) - A subsolidus high pressure/high temperature experimental study on a garnet-websterite assemblage exsolved from a simple pyroxene cumulate at Freychinede (an alpine type peridotite body, Northern pyrenees). In: "Orogenic, mafic and ultramafic", Edited by Allegre C.J. & Aubouin J., Colloque Int. C.N.R.S., 272, p. 245-252.
- KORNPROBST J. & CONQUERE F. (1972) - Les pyroxénites à grenat du massif de lherzolite de Moncaup (Haute-Garonne -France); caractères communs avec certaines enclaves des basaltes alcalins. Earth and Planetary Science Letters, 16, p. 1-14.
- KORNPROBST J., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M. (1981) - Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. Earth and Planetary Science Letters, 53, p. 241-254.
- KORNPROBST J., PIBOULE M., BOUDEULLE M. & ROUX L. (1982) - Corundum bearing garnet pyroxénites at Beni Boussera (MOROCCO): An exceptionally Al-rich Clinopyroxènes from "Grospydites" associated with ultramafic rocks. Terra Cognita, 2(3), p. 257-259.
- KORNPROBST J., PIBOULE M. & TABIT A. (1987) - Diversité des clinopyroxénites à grenat associées aux massifs ultramafiques orogéniques: éclogites, ariégites, griquaïtes et grospydites; une discussion. Bulletin de la Société géologique de France, 3(2), p. 345-351.

- KORNPROBST J. & VIELZEUF D. (1984) - Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In: "Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 347-359.
- KRETZ R. (1982) - Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, p. 411-421.
- KROGH E.J. (1988) - The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer. A reinterpretation of existing experimental data. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99(1), p. 44-48.
- KURAT G., NIEDERMAYR G., PRINZ M. & BRANDSTATTER F. (1982) - High temperature peridotite intrusive into an evaporite sequence, Zabargad, Egypt. Terra Cognita, 2, p. 240.
- KURAT G. & SCHARBERT H.G. (1972) - Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the Moldanubian zone, Bohemian massif of Lower Austria. Earth and Planetary Science Letters, 16, p. 379-387.
- LANE D.L. & GANGULY J. (1980) - Al_2O_3 solubility in orthopyroxene in the system $MgO-Al_2O_3$: a reevaluation, and mantle geotherm. Journal of geophysical research, 85(B12), p. 6963-6972.
- LAPPIN M.A. (1973) - An unusual clinopyroxene with complex lamellar lamellar intergrowths from an eclogite in the Sunstall-Grubse ultramafic mass, Almklovdaalen, Nordfjord, Norway. Mineral Magazine, 39, p. 313-320.
- LAPPIN M.A. (1978) - The evolution of a grospydite from the Roberts Victor mine, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, p. 229-241.
- LARDEAU J.M. (1988) - The Eastern French Massif Central: A cross section through the Pilat-Lyonnais-Brevenne tectono-metamorphic units. In: "The Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe", International Conference, Montpellier.
- LASNIER B. (1968) - Le massif de péridotite serpentinisée à amas d'éclogite de Sem-en-Donges et ses annexes (Loire-Atlantique). Bulletin de la société de Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, T. LXV, p. 5-19.
- LASNIER B. (1968a) - Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Bulletin de la Société Géologique de France, 7^e Série, T. 10, p. 179-185.
- LASNIER B. (1968b) - Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la péridotite à grenat du Massif des Courtilles (Haut-Allier). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 91, p. 490-494.
- LASNIER B. (1971) - Les péridotites et pyroxénites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais) (France). Contributions to Mineralogy and Petrology, 34, p. 29-42.

- LASNIER B. (1971) - Les péridotites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais, France). Travaux du Laboratoire de Pétrologie et de Minéralogie de l'Institut des Sciences de la Nature de l'Université de Nantes.
- LASNIER B. (1977) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut-Allier)- Les termes basiques, ultrabasique et carbonatés. Travaux du Laboratoire de l'Institut des Sciences de Nantes.
- LASNIER B. (1977) - Découverte d'une série granulitique au coeur du Massif Central Français (Haut-Allier)- Les termes basiques, ultrabasique et carbonatés. Thèse d'Etat, Nantes, 333 p.
- LEE H.Y. & GANGULY J. (1988) - Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FMAS and applications. Journal of Petrology, 29(1), p. 93-113.
- LEHMANN J. (1983) - Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. Earth and Planetary Science Letters, 64, p. 123-138.
- LENSCH G. (1971) - Die ultramafitite der Zone von Ivrea. Annales Universitatis Saraviensis, 9, p. 5-146.
- LENSCH G. (1976) - Ariegite and websterite in lherzolite from Balmuccia. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen, 128, p. 186-208.
- LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse), ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse, Toulouse.
- LIEGEOIS J.P. & DUCHESNE J.C. (1981) - The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. Lithos, 14, p. 35-48.
- LINDSLEY D.H. (1983) - Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68, p. 477-493.
- LINDSLEY D.H. & DIXON S. (1976) - Diopside-enstatite equilibria at 850°C to 1400°C to 35 Kb. American Journal of Science, 276, p. 1285-1301.
- LINDSLEY D.H., GROVER J.E & DAVIDSON P.M. (1981) - The thermodynamics of the $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ join: a review and an improved model. In: "Thermodynamics of Minerals and Melts", Edited by NEWTON R.C., NAVROTSKY & WOOD, Springer-Verlag, p. 149-175.
- LOUBET M., POLVE M., RICHARD P & ALLEGRE C.J. (1980) - Geochemical studies in orogenic lherzolites: evidence about multiple magmatic events. In: "Orogenic mafic and ultramafic association", Colloques Int. C.N.R.S., 272, p. 269-277.
- MAASKANT P. (1970) - Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia (N.W. Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 45, p. 237-325.

- MACHART J. (1984) - Ultramafic rocks in the Bohemian rock in the Bohemian part of the Moldanubicum and central Bohemian islet zone (Bohemian Massif). Krystalinicum, 17, p. 13-32.
- MACGREGOR I.D. (1970) - The effect of CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet peridotites. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 3, p. 372-377.
- MACGREGOR I.D. (1974) - The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. American Mineralogist, 59, 110-119.
- MAILLET N. (1987) - Dualité d'origine des massifs ultrabasiques limousins, implications géodynamiques. Thèse, Lyon I, 169 p.
- MARCHAND J. (1981) - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, t. 293, p. 223-226.
- MARCHAND J. (1986) - Présentation orale de la feuille de Savenay à 1/150000 (Vallée de la Loire). Séance S.G.F. consacrée à la géodynamique du Massif Armoricaire (Paris, Octobre 1986).
- MARCHAND J. (1988) - Existence de péridotites à grenat jalonnant l'accident majeur de Nord/Erdre (Bretagne sud). 12^e Réunion des Sciences de la Terre, Lille, p. 92.
- MATEJOVSKA O. (1967) - Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Namest and Oslavou. Krystalinicum, 5, p. 85-103.
- MATHE G. (1970) - Granat-Klinopyroxene-Paragenesen des sächsischen Grundgebirges und ihre petrographisch-mineralogische Einordnung. Freiberger Forschungsh., C 266, p. 49-64.
- MATTE Ph. & BURG J.P. (1981) - Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc. In: "Thrust and Nappe Tectonics", Edited by McClay K.R. & Price K.R., Geological Society of London, Special publication, p. 353-358.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics for the variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126, p. 329-374.
- MATTE Ph. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France, 8^e série, T. II, 1, p. 9-24.
- MATTHES S. (1978) - The eclogites of Southern Germany. A summary. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, 3, p. 93-109.
- MAUREL C. & MAUREL P. (1984) - Etude expérimentale de la distribution du fer ferreux et du magnésium entre spinelle chromifère et bain silicaté basique. Bulletin de Minéralogie, 107, p. 767-776.
- MCCALLISTER R.H., FINGER L.W. & OHASHI Y. (1976) - Intercrystalline Fe^{2+} -Mg equilibria in three natural Ca-rich clinopyroxenes. American Mineralogist, 61, p. 671-676.
- MCGEE E.S. (1986) - Garnet megacrysts of the Williams diatreme, north central Montana. American Mineralogist, 71, p. 674-681.

- MCGUIRE A.V. (1988) - Petrology of mantle xenoliths from Harrat al Kishb: the mantle beneath Western Saudi Arabia. Journal of Petrology, 29(1), p. 73-92.
- MCGUIRE A.V. (1988) - The mantle beneath the Red Sea margin: xenoliths from Western Saudi Arabia. Tectonophysics, 150 (1/2), p. 101-119.
- MEHNERT K.R. (1953) - Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen, 85, p. 59-140.
- MENZIES M.A. (1983) - Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In: "Continental basalts and mantle xenoliths", Edited by Hawkesworth C.J. & Norry M.J., Shiva Publishing, p. 92-110.
- MERCIER J.C.C. (1976) - Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. American Mineralogist, 61, p. 603-615.
- MERCIER J.C.C. (1980) - Single pyroxene thermobarometry. Tectonophysics, 70, 1-37.
- MERCIER J.C.C. & NICOLAS A. (1975) - Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of Petrology, 16(2), p. 454-487.
- MERCIER J.C.C., POZZO DI BORGO M., FRISON J.Y. & GIRARDEAU J. (1982) Les associations basiques et ultrabasiques du Bas-Limousin: restes d'un complexe ophiolitique d'une fraicheur remarquable. 9° R.A.S.T., Edited by Société Géologique de France, Paris, p. 430.
- MERCIER J.C.C., BENOIT V. & GIRARDEAU J. (1984) - Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 85, p. 391-403.
- MERCIER J.C.C., DUBUISSON G. & GIRARDEAU J. (1988) - Contraintes sur un paléo-océan varisque. 12° Réunion des Sciences de la Terre, Lille, p. 96.
- MERCIER J.C.C., GIRARDEAU J., PRINZHOFER A. & DUBUISSON G. (1985) Les complexes ophiolitiques du Limousin: structure, pétrologie et géochimie. Document du B.R.G.M., 95(3), p. 35-48.
- METZ R. & REIN G. (1953) - Erläuterungen zur geologisch petrographischen Übersichtskarte des Sächsischen Schwarzwaldes 1/50000 Moritz Schauenburg Verlag, Lahr.
- MEYER H.O.A. (1982) - Mineral inclusions in natural diamond. International Gemological Symposium, Proceedings, p. 447-465. Gemological Institute of America, Los Angeles.
- MEYER H.O.A. & MCCALLISTER R.H. (1984) - Two-pyroxene megacrysts from South African kimberlites. In: "Kimberlites II. The Mantle and Crust-Mantle Relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 133-144.
- MICHEL LEVY A. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bulletin des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines, XVIII(120), p.1907.

- MISAR Z. & JELINEK E. (1981) - Inclusions of peridotites, pyroxenites, eclogites and opals in the leptynites of the Moldanubicum at the locality Bory (S.W. Moravia). Vestník Ustredniho Ustavu Geologickeho, 56, p. 13-20.
- MISAR Z., JELINEK E. & JAKES P. (1984) - Inclusions of peridotite, pyroxenite and eclogite in granulite rocks of pre-hercynian upper mantle and lower crust in the eastern Bohemian Massif (Czechoslovakia). Annales scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II, 74, p. 85-95.
- MISAR Z., JELINEK E. & PACESOVA M. (1984) - The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian massif. Mineralia Slovaca, 16(1), p. 13-28.
- MÖCKEL J.R. (1969) - Structural petrology of the garnet peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). Leidse Geologische Mededelingen, 42, p. 61-130.
- MONCHOUX P. (1970) - Les lherzolites pyrénéennes: contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse, Toulouse, 2 vol..
- MORI T. (1977) - Geothermometry of spinel lherzolites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 59(3), p. 261-279.
- MORI T. & GREEN D.H. (1975) - Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6$ $CaMgSi_2O_6$ at high pressure. Earth and Planetary Science Letters, 26, p. 277-286.
- MORI T. & GREEN D.H. (1976) - Subsolidus equilibria between pyroxenes in the CaO - MgO - SiO_2 system at high pressures and temperatures. American Mineralogist, 61, p. 616-625.
- MORI T. & GREEN D.H. (1978) - Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. Journal of Geology, 86, p. 83-97.
- MORIMOTO N. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52, p. 535-550.
- MORRE A. (1973) - Studies of igneous and tectonic textures and layering in the rocks of the Goose Pile intrusion, Central Australia. Journal of Petrology, 14(1), p. 49-80.
- MORTEN L. & OBATA M. (1983) - Possible high-temperature origin of pyroxenite lenses within garnet peridotite, northern Italy. Bulletin de Minéralogie, 106, p. 775-780.
- MOUKADIRI A. & KORNPROBST J. (1984) - Garnet and/or spinel bearing pyroxenites in alkali basalts near Azrou (Middle Atlas, MOROCCO): Mantle derived alumina-rich xenoliths related to the "Ariegite-Grospydite" trend. In: "Kimberlites II - The Mantle and Crust-Mantle Relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 179-190.
- MYSEN B.O. (1976) - Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. American Mineralogist, 61, p. 677-683.
- NEMEC D. (1977) - The granulite from Drahonin (Western Moravia, Czechoslovakia). Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, 2, p. 69-84.

- NEHRU C.E. (1976) - Pressure dependence of the enstatite-diopside solvus. American Mineralogist, 61, p. 578-581.
- NICKEL K.G. & BREY G. (1984) - Subsolidus orthopyroxene clinopyroxene systematics in the system CaO-MgO-SiO_2 to 60 Kb: a re-evaluation of the regular solution model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87, p. 35-42.
- NICKEL K.G. & GREEN D.H. (1984) - The nature of the uppermost mantle beneath Victoria, Australia as deduced from ultramafic xenoliths. In: "Kimberlites II - The Mantle and Crust-Mantle relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 161-178.
- NICKEL K.G. & GREEN D.H. (1985) - Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. Earth and Planetary Science Letters, 73, p. 158-170.
- NICKEL K.G., BREY G.P. & KOGARKO L. (1985) - Orthopyroxene Clinopyroxene equilibria in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (CMAS): new experimental results and implications for two-pyroxene thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91, p. 44-53.
- NICOLAS A. (1968) - Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo. Bulletin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie, 48(1), p. 145-156.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. & MERCIER J.C. (1972) - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises) - comparaison avec d'autres massifs. International Bibliography, Information, Documentation, 14, 143-171.
- NICOLAS A. & POIRIER J.P. (1976) - Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Edited by WILEY J. & SONS. London, 444 p.
- NICOLAS A., BOUDIER F., LYBERIS N., MONTIGNY R. & GUENNOG P. (1985) - L'Ile de Zabargad (Saint Jean) témoins de l'expansion précoce en Mer Rouge. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, t. 301, série II, n° 14, p. 1063-1068.
- NICOLAS A., BOUDIER F. & MONTIGNY R. (1987) - Structure of Zabargad island and early rifting of the Red Sea. Journal of Geophysical Research, 92(B1), p. 461-474.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. & DUPUY C. (1979) - Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif Central, France. In: "Trondhjemites, Dacites and Related Rocks", Edited by Baker, Elsevier, p. 435-463.
- NIXON P.H. (1973) - Lesotho kimberlites. Lesotho National Development Corporation, Maseru, 356 p.
- NIXON P.H. (1987) - Mantle Xenoliths. John Wiley & Sons. 844 p.
- NIXON P.H. (1987) - Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.

- NIXON P.H. & BOYD F.R. (1973a) - Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. In: "Lesotho Kimberlites", Edited by Nixon P.H., Lesotho National Development Corporation, Maseru, 356 p.
- NIXON P.H. & BOYD F.R. (1973b) - The discrete nodule association in kimberlites in northern Lesotho. In: "Lesotho Kimberlites", Edited by Nixon P.H., Lesotho National Development Corporation, Maseru, 356 p.
- NIXON P.H. & DAVIS G.R. (1987) - Mantle xenolith perspectives. In: "Mantle Xenoliths", éd. by Nixon P.H., Wiley & Sons, 844 p.
- NIXON P.H. & NEAL C.R. (1987) - Ontong Java Plateau: deep-seated xenoliths from thick oceanic lithosphere. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- OBATA M. (1976) - The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxene, in spinel and plagioclase peridotites and spinel-pyroxenites. American Mineralogist, 61, p. 804-816.
- OBATA M. (1980) - The Ronda peridotite: garnet-spinel and plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. Journal of Petrology, 21, p. 533-572.
- OBATA M., SUEN J. & DICKEY J.S. (1980) - The origin of mafic layers in the Ronda high-temperature peridotite intrusion, S. Spain: an evidence of partial fusion and fractional crystallization in the upper mantle. In: "Orogenic mafic and ultramafic association", Colloque Inter. C.N.R.S., 272, p. 257-268.
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - Transformation of spinel lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austroalpine Crystalline Complex, Northern Italy. Journal of Petrology, 28(3), p. 599-623.
- O'HARA M.J. (1969) - The origin of eclogite and aegirite nodules in basalt. Geological Magazine, 106, p. 322-330.
- O'HARA M.J. & MERCY E.L.P. (1967) - Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. In: "Ultramafic and related rocks", Edited by Wyllie P.J., p. 393-403.
- O'HARA J.M., RICHARDSON S.W. & WILSON G. (1971) - Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, 32, p. 48-68.
- O'NEILL H. St. C. (1981) - The transition between spinel lherzolites and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 77, p. 185-194.
- O'NEILL H. St. C. & WOOD B.J. (1979) - An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, p. 59-70.
- O'REILLY S.Y. & GRIFFIN W.L. (1987) - Eastern Australia - 4000 kilometres of mantle samples. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- OZAWA K. (1983) - Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82, p. 52-65.

- PERKINS D. III, & NEWTON R.C. (1980) - The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at 900°-1100°C and high pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 75, p. 291-300.
- PERKINS D. III, HOLLAND T.J.B. & NEWTON R.C. (1981) - The Al_2O_3 contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ at 15-40 Kbar and 900°-1600°C. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, p. 99-109.
- PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Annales de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, Géologie - Minéralogie, fascicule n° 4.
- PETRAKAKIS K. (1986) - Metamorphisme of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. Journal of Metamorphic Geology, 4, p. 323-344.
- PEUCAT J. & COGNE J. (1977) - Geochronology of some blueschists from Ile de Croix (France). Nature, 28, p. 131-132.
- PICARDO G.B., MESSIGA B. & VANNUCCI R. (1988) - The Zabargad peridotite pyroxenite association: petrological constraints on its evolution. Tectonophysics, 150(1/2), p. 135-162.
- PIKE J.E.N. & SCHARZMAN E.C. (1977) - Classification of textures in ultramafic xenoliths. Journal of Geology, 85, p. 49-61.
- PIN C. & VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93(1/2), p. 47-74.
- PIN C. & VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. Bulletin de la Société Géologique de France, IV(1), p.13-20.
- PODVIN P. (1985) - Etude expérimentale du partage de Ni et Mg entre olivine et orthopyroxène. Utilisation en géothermométrie. Supplément au Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, t. 108(3), p. 20.
- POIRIER J.P. (1976) - Plasticité à haute température des solides cristallins. EYROLLES edit., Paris, 320 p.
- POIRIER J.P. & NICOLAS A. (1975) - Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. Journal of Geology, 83, p. 707-720.
- POUBA Z., PADERA K. & FIALA J. (1985) - Omphacite granulites from the N.E. marginal of the Bohemian Massif (Rychleby Mts). Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen, 151(1), p. 29-52.
- POWELL R. (1978) - The thermodynamics of pyroxene geotherms. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A. 288, p. 457-469.
- POWELL R. (1985) - Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. Journal of Metamorphic Geology, 3, p. 231-243.

- PRESNALL D.C. (1976) - Alumina content of enstatite as a geobarometer for plagioclase and spinel lherzolites. American Mineralogist, 61, p. 582-588.
- QUICK J.E. (1981) - Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotites, an upper mantle diapir in the Eastern Klamath Mountains, Northern California. Journal of Geophysical Research, 86(B12), p. 11837-11863.
- RAHEIM A. & GREEN D.H. (1974) - Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. Contributions to Mineralogy and Petrology, 48, p. 179-203.
- RAJLICH P., SYNEK J., SARBACH M. & SCHULMANN K. (1986) - Hercynian thrust related zones and deformation of Varied Group on the contact of granulites (Southern Moldanubian, Bohemian Massif). Geologische Rundschau, 75(3), 665-683.
- REAY A. & SIPIERA P.P. (1987) - Mantle xenoliths from New Zealand region. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- REICHE M. & BAUTSCH H.J. (1985) - Electron microscopical study of garnet exsolution in orthopyroxene. Physics and Chemistry of minerals, 12, p. 29-33.
- REID J.B. & WOODS G.A. (1978) - Oceanic mantle beneath the southern Rio Grande Rift. Earth and Planetary Science Letters, 41, p. 303-316.
- REUBER I., MICHARD A., CHALOUEN A., JUTEAU T. & JERMOUMI R. (1982) - Structure and emplacement of the alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. Tectonophysics, 82(3/4), p. 231-251.
- RICHARDSON S.H., ERLANK A. & HART S.R. (1985) - Kimberlite borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 75, p. 116-128.
- RIES C.A. & SHACKLETON (1971) - Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal remnants of a hercynian thrust plate. Nature Physical Science, 234, p. 65-68.
- ROEDDER P.L., CAMPBELL I.H. & JAMIESON H.E. (1979) - A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, p. 325-334.
- ROST F. (1961) - Zur Stellung der granat-ultrabasite des Sächsischen Granulitgebirges. Freiberger Forschungsh., Geologie, C. 119, p. 119-134.
- ROST F. & BRENNEIS P. (1978) - Die ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentals, Provinz Alto Adige (Obertalien). Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 25, p. 257-286.
- ROST F., WANNEMACHER J. & ANTON J. (1978) - Garnet ultramafitites in the Ivrea Zone and other crystalline zones along the Periadriatic lineament. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 33, p. 183-191.

- ROUX J.A Cl. (1896) - "Etude géologique sur les Monts du Lyonnais 2ème partie - Annales de la Société Linnéenne de Lyon, T. XLIII, p. 83-84.
- SACHTLEBEN T. & SECK H.A. (1981) - Chemical control of Al solubility in clinopyroxene and its implications on pyroxenes thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78(2), 157-165.
- SACK R.O. (1982) - Spinel as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79(2), 169-186.
- SADDIQI O, REUBER I. & MICHARD A. (1988) - Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Beni Bousera, Rif septentrional, Maroc. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 307, Série II, p. 657-662.
- SANC I. & RIEDER M. (1983) - Lamellar pyroxenes and their petrogenetic significance: three examples from the Czech Massif. Contributions to mineralogy and petrology, 84, p. 73-83.
- SANTALLIER D. (1981) - Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central (France). Thèse d'état, Orléans, 2 vol., 470 p.
- SANTALLIER D. (1983) - Les éclogites du Bas-Limousin, Massif Central Français. Comportement des clinopyroxènes et des plagioclases antérieurement à l'amphibolitisation. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, 106, p. 691-707.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. Bulletin de la Société Géologique de France, 8° série, IV(1), p. 3-12.
- SANTALLIER D., PLOTIN A., PIQUE A. & QUENARDEL J.M. (1986). The pre Hercynian French paleozoic orogen. Oral Communication, I.G.C.P., 233 meeting, Oviedo.
- SAXENA S.K. (1976) - Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. American Mineralogist, 61, p. 643-652.
- SAXENA S.K. (1979) - Garnet-Clinopyroxene Geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, p. 229-235.
- SAXENA S.K. (1981) - The $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ system: free energy of pyrope and Al_2O_3 -enstatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, p. 821-825.
- SAXENA S.K. (1981) - Fictive component model of pyroxenes and multicomponent phase equilibria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, p. 345-351.
- SAXENA S.K. & CHATTERJEE N. (1986) - Thermochemical data on mineral phases: the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Journal of Petrology, 27(4), p. 827-842.
- SAXENA S.K. & NEHRU C.E. (1975) - Enstatite-Diopside solvus and geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 49, p. 259-267.

- SAXENA S.K., SYKES J. & ERIKSSON G. (1986) - Phase equilibria in the pyroxene quadrilateral. Journal of Petrology, 27(4), p. 843-852.
- SCHARBERT H.G. (1973) - Pyrope-rich garnet from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif of Lower Austria. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, p. 89-93.
- SCHARBERT H.G. & CARSWELL D.A. (1983) - Petrology of garnet clinopyroxene rocks in a granulite facies environment, Bohemian massif of Lower Austria. Bulletin de minéralogie, 106, p. 761-774.
- SCHUBERT W. (1977) - Reaktionen im alpinotypen Perodititmassiv von Ronda (Spanien) - und seinen partiellen Schmelzprodukten. Contributions to Mineralogy and Petrology, 62, p. 205-220.
- SCHULZE D.J. (1987) - Megacrysts from alkaline volcanic rocks. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., Wiley & Sons, 844p.
- SEN G. (1987) - Xenoliths associated with the Hawaiian Hot Spot. In: "Mantle Xenoliths", Edited by Nixon P.H., John Wiley & Sons, 844 p.
- SEYLER M. & BONATTI E. (1988) - Petrology of gneiss amphibolite lower crustal unit from Zabargad Island, Red Sea. Tectonophysics, 150(1/2), p. 177-207.
- SHERVAIS J. (1978) - Ultramafic and mafic layers in the Alpine type lherzolite massif at Balmuccia, N.W. Italy. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 33, p. 135-145.
- SINIGOI S., COMIN-CHIARAMONTI P., DEMARCHI G. & SIENA F. (1983) - Differentiation of partial melts in the mantle: evidence from the Balmuccia peridotite, Italy. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82(4), p. 351-359.
- SMITH D. (1977) - The origin and interpretation of spinel-pyroxene clusters in peridotite. Journal of Geology, 85, p. 476-482.
- SMITH D. & EHRENBERG S.N. (1984) - Zoned minerals in garnet peridotite nodules from the Colorado Plateau: implications for mantle metasomatism and kinetics. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, p. 274-285.
- SMITH D. & RODEN M.F. (1981) - Geothermometry and Kinetics in a two-spinel peridotite nodule, Colorado Plateau. American Mineralogist, 66, p. 334-345.
- SMITH D. & WILSON C.R. (1985) - Garnet-olivine equilibration during cooling in the mantle. American Mineralogist, 70, p. 30-39.
- SMULIKOWSKI K. (1972) - Classification of eclogites and allied rocks. Krystalinicum, 9, p. 107-130.
- SMULIKOWSKI K. & BAKUN-CZUBAROWA N. (1973) - New data concerning the granulite-eclogite rock series of Story Gieraltow, East Sudetes, Poland. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série Sciences de la Terre, 21(1), p. 25-34.
- SOBOLEV N.V. (1975) - Voir DOBRETISOV et al. (1984)

- SOBOLEV N.V., KUZNETSOVA J.K. & ZYUZIN N.I. (1968) - The petrology of grosspyroxite xenoliths from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe in Yakutia. Journal of Petrology, 9(2), p. 253-280.
- SPRY A. (1969) - Metamorphic textures. Pergamon Press Ltd., Oxford, 350 p.
- SUEN C.J. & FREY F.A. (1987) - Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. Earth and Planetary Science Letters, 85(1/3), p. 183-202.
- SUTHERLAND F.L., HOLLIS J.D. & BARRON L.M. (1984) - Garnet lherzolite and other inclusions from a basalt flow, Bow Hill, Tasmania. In: "Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle relationships", éd. by Kornprobst J., Elsevier, p. 145-160.
- TAKAHASHI E. (1980) - Thermal history of lherzolite xenoliths. I. Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, Northeast Japan. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44(11), p. 1643-1658.
- TORIUMI M. & KARATO S.I. (1985) - Preferred orientation development of dynamically recrystallized olivine during high temperature creep. Journal of Geology, 93, p. 407-417.
- TUBIAS J.M. & CUEVAS J. (1987) - Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Geodynamica Acta, 1(1), p. 59-69.
- VAN CALSTEREN P.W.L. (1978) - geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (N.W. Spain). Lithos, 11, p. 61-72.
- VAN CALSTEREN P.W.C. & DEN TEX E. (1978) - A mantle plume interpretation for the variscan basement of Galicia (NW Spain). Memorie di Scienze Geologiche, 33, p. 243-246.
- VAN DER MEER MOHR C.G. (1975) - The palaeozoic strata near Moeche in Galicia, N.W. Spain. Leidse Geologische Mededelingen, 49, p. 487-497.
- VAN DER WEGEN G. (1978) - Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, western Galicia, Spain. Scripta Geologica, 45, p. 1-95.
- VAN OVERMEEREN R.A. (1975) - A Gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (N.W. Spain). Tectonophysics, 26, p. 193-307.
- VIELZEUF D. (1980) - Pétrologie des écaillles granulitiques de la région de Lherz (Ariège - Zone Nord-Pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (alm-pyr) feldspath potassique. Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand, 243 p.
- VOGEL D.E. (1967) - Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, N.W. Spain. Leidse Geologische Mededelingen, 40, p. 121-213.
- VOGGENREITER W., HOTZL H. & MECHIE J. (1988) - Low angle detachment origin for the Red Sea rift system? In: "Zabargad Island and the Red Sea Rift", edited by Bonatti E., Tectonophysics, 150(1/2), p. 51-75.

- VON ELLER J.P. (1961) - Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, n° 19
- VON ELLER J.P., FLUCK P. & WIMMENAUER W. (1977) - Vosges et Forêt Noire: analogie et divergences de deux portions du socle rhénan. In: "La Chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale", Colloque Intern. C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 405-414.
- VRANA S., JAKES P. (1982) - Orthopyroxene and two-pyroxene granulites from a segment of charnockitic crust in southern Bohemian. Vestník Ustředního Ústavu Geologického, 57(3), p. 129-143.
- WARNAARS F.W. (1967) - Petrography of a peridotite, amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain N.W. of Santiago de Compostela (Spain). Thèse, Leiden, 208 p.
- WEBB S.A.C. & WOOD B.J. (1986) - Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, p. 471-480.
- WEISS J. (1966) - Ultrabasic rocks of the West Moravian crystalline complex. Krystalinikum, 4, p. 171-184.
- WELLS R.A. (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 62, p. 129-139.
- WERNER C.D. (1981) - Sächsisches Granulitgebirge - Saxonian granulite Massif. In: "Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Vol. 1, p. 129-162, Postdam Freiberg.
- WERNICKE B. (1985) - Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Science, 22, p. 108-125.
- WILKINSON J.F.G. (1976) - Some subcalcic clinopyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, and their petrogenetic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, p. 181-201.
- WILSHIRE H.G. & SHERVAIS J.W. (1975) - Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States. Physics and Chemistry of the Earth, 9, p. 257-272.
- WIMMENAUER W. (1977) - Eléments pétrographiques d'une lithostratigraphie du Précambrien de la Forêt Noire (Allemagne). Estudios geológicos, 33, p. 373-377.
- WIMMENAUER W. (1980) - Lithology of the Precambrien in the Schwarzwald. An interim report. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, p. 364-372.
- WIMMENAUER W. (1984) - Das prävarische kristallin im Schwarzwald. Fortschritte der Mineralogie, 62(2), 69-86.
- WIMMENAUER W. & LIM S.K. (1988) - L'association leptyno-amphibolique de la Forêt-Noire (R.F.A.). Bulletin de la Société Géologique de France, t. VI, n° 1, p. 35-41.

- WOOD B.J. (1974) - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, 46, p. 1-15.
- WOOD B.J. & BANNO S. (1973) - Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene Clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 42, p. 109-124.
- YAMADA H. & TAKAHASHI E. (1984) - Subsolidus phase relations between coexisting garnet and two pyroxenes at 50 to 100 Kbar in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. In: "Kimberlite: II, the mantle and crust-mantle relationships", Edited by Kornprobst J., Elsevier, p. 247-255.
- YANG KIEH (1932) - Contribution à l'étude géologique de la Chaîne de la Marche et du Plateau d'Aigurande. Mémoire de la Société Géologique de France, n° 19.
- ZAPPETTINI E.O. (1983) - Le gisement d'or du Chatelet, Creuse, Massif Central français. Travaux du laboratoire de géologie régionale et appliquée de Limoges, n° 32.
- ZELAZNIEWICZ A. (1985) - Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts (Sudetes). Acta Geologica Polonica, 35(1-2), p. 157-170.
- ZEMAN J. (1980) - Granulites of the Bohemian Massif related to its deep structure and development. Krystalinicum, 15, 81 -102.
- ZOUBEK V. (1969)- Age relations in metamorphic terrains of the Bohemian massif: some methods and results. Geological Association of Canada Special paper, 5, p. 73-81.
- ZOUBEK V. (1974) - Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe centrale et occidentale. In: "Précambrien des zones mobiles de l'Europe", Conf. Liblice 1972, p. 33-62.

ANNEXES

LISTE DES ECHANTILLONS
RECOLTES LORS DE CETTE ETUDE

MASSIF DU BOIS DES FEUILLES

METALHERZOLITES A SPINELLE : SCBF-23*

METALHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT					
SCBF-3	SCBF-18	SCBF-22+	SCBF-27	SCBF-29	SCBF-34

METADUNITES A SPINELLE ET GRENAT					
SCBF-1	SCBF-2	SCBF-4	SCBF-5	SCBF-6	SCBF-7
SCBF-8	SCBF-10+	SCBF-11	SCBF-14	SCBF-16	SCBF-17*
SCBF-25+	SCBF-26	SCBF-30	SCBF-32	SCBF-33*	SCBF-35
(*) Echantillons à rubans pyroxénolitiques					

MASSIF DE CHAGNON

METALHERZOLITES A SPINELLE					
CH3-1+	CH3-3	CH3-4*	CH3-5	CH3-6	CH3-7
CH3-8+	CH3-9	CHLA-27	CHLA-28	CHLA-29	CHLA-30
CHLA-31	CHLA-32	CHLA-33	CHLA-34	CHGA-1	CHGA-3
CHGA-4					

METALHERZOLITES A SPINELLE ET GRENAT (avec rubans de pyroxénolites)					
CHLA-1+	CHLA-3	CHLA-4	CHLA-5	CHLA-8	CHLA-10
CHLA-11	CHLA-13+	CHLA-14	CHLA-15	CHLA-16	CHLA-17
CHLA-18	CHLA-19	CHLA-20	CHLA-21	CHLA-22	CHLA-23
CHGA-2	CHLA-26 (à exsolution de grenat ?)				

RUBAN PYROXENOLITIQUE : CHLA-7

Les échantillons non cités ont été éliminés en raison de leur altération.

(*) Echantillons ayant fait l'objet d'analyses à la microsonde

CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES ET DES COMPOSANTS MOLAIRES DES MINERAUX

I FORMULES STRUCTURALES

* Poids moléculaires des équivalents monocationiques de chaque composant moléculaire utilisés:

SiO ₂	: 60,0848	CaO	: 56,0794
Al ₂ O ₃	: 50,9806	Na ₂ O	: 30,9895
FeO	: 71,8464	K ₂ O	: 47,1017
Fe ₂ O ₃	: 79,8461	TiO ₂	: 79,8988
MgO	: 40,3114	NiO	: 74,7094
MnO	: 70,9375	Cr ₂ O ₃	: 75,9951

calculés à partir des masses atomiques de chaque élément tirées du Formulaire Technique, GIECK, 7° éd. [1982].

* Calculs particuliers

Pour les PYROXENES

La formule générale des pyroxènes peut être représentée par:



M1 représente les sites octaédriques occupés par Cr, Ti, Fe³⁺, Al^{VI}, [Fe²⁺]_{M1} et [Mg]_{M1};
M2 représente les sites octaédriques occupés par K, Na, Ca, Mn, Ni, [Fe²⁺]_{M2} et [Mg]_{M2};
et Z représente les sites tétraédriques occupés par Si et Al^{IV}.

[réf. CAMERON, 1981]

Calcul de Al^{IV} et Al^{VI}

D'après CARSWELL & GIBB [1987] il existe trois méthodes de calcul de Al^{IV} et Al^{VI}.

La première méthode, utilisée dans certains géothermobaromètres tel que celui de GASPARIK [1984], se base sur l'hypothèse selon laquelle la totalité des cation Al³⁺ (Al^T) est sous forme de molécules de Tschermack (Mg,Fe,Ca)Al₂SiO₆:

$$Al^{IV} = Al^{VI} = Al^T / 2$$

La deuxième méthode, utilisée pour le géothermomètre de NICKEL & GREEN [1985] prend en compte la présence de jadéite et de molécule titanée:

$$Al^{VI} = [Al^T - (Cr^{3+} + Fe^{3+} + 2 Ti^{4+} - Na^+)] / 2$$

La troisième méthode, utilisée ici, consiste à prendre pour Al^{IV} la totalité des sites tétraédriques non occupés par le Si:

$$Al^{IV} = 2 - Si \quad \text{puis} \quad Al^{VI} = Al^T - Al^{IV}$$

Calcul de la répartition de Fe^{2+} et Mg entre les sites M1 et M2

Ceci est utile pour certains géothermomètres et la proportion de sites M1 occupés par Mg et Fe^{2+} est nécessaire pour calculer Fe^{3+} . La méthode de calcul est celle de WOOD & BANNO [1973].

Soient $[\text{Mg}]_{\text{M1}}$, $[\text{Mg}]_{\text{M2}}$, $[\text{Fe}^{2+}]_{\text{M1}}$ et $[\text{Fe}^{2+}]_{\text{M2}}$ les nombres de cations Mg et Fe^{2+} dans les sites M1 et M2.

On suppose que $\frac{[\text{Mg}]_{\text{M1}}}{[\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}]_{\text{M1}}} = \frac{[\text{Mg}]_{\text{M2}}}{[\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}]_{\text{M2}}} = \frac{[\text{Mg}]_{\text{T}}}{[\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}]_{\text{T}}} = X_{\text{Mg}}$

$[\text{Mg}]_{\text{M2}} = X_{\text{Mg}} \{1 - [\text{Ca}+\text{Na}+\text{Mn}+\text{K}+\text{Ni}]\}$ et $[\text{Mg}]_{\text{M1}} = \text{Mg} - [\text{Mg}]_{\text{M2}}$

Même chose pour $[\text{Fe}^{2+}]_{\text{M2}}$ et $[\text{Fe}^{2+}]_{\text{M1}}$

Calcul de Fe^{3+} (méthode personnelle)

Le calcul de Fe^{3+} du site M1 est rendu nécessaire à cause de la difficulté de son dosage par la microsonde.

Soit $A = 1 - \{\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + [\text{Mg}]_{\text{M1}} + [\text{Fe}^{2+}]_{\text{M1}}\}$

si $A \leq 0$ alors $\text{Fe}^{3+} = 0$

si $A > 0$ alors $\text{Fe}^{3+} = A$

Calcul de Fe^{T}

$\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$ [DEER, BOWIE & ZUSSMAN, 1980]

Pour le GRENAT

La formule générale est $\text{X}_6 \text{Y}_4 \text{Z}_6 \text{O}_{24}$ où

X représente les cations Fe^{2+} , Mg, Ca, Mn, Ni

Y représente les cations Al^{VI} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{3+}

et Z représente Si et Al^{IV}

[DEER, BOWIE & ZUSSMAN, 1980]

Calcul de Al^{IV} et Al^{VI} [DEER, BOWIE & ZUSSMAN, 1980]

Si $6 - \text{Si} \leq 0$ alors $\text{Al}^{\text{IV}} = 0$ et $\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Al}^{\text{T}}$

Si $6 - \text{Si} > 0$ alors $\text{Al}^{\text{IV}} = 6 - \text{Si}$ et $\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Al}^{\text{T}} - \text{Al}^{\text{IV}}$

où Al^{T} est l'aluminium total calculé par la formule structurale

Calcul de Fe^{3+} (méthode personnelle)

Pour les mêmes raisons que pour les pyroxènes

Soient $\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+}$

$a_1 = 6 - \{\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ni}\}$, $b_2 = 4 - \{\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Cr}+\text{Ti}\}$,

$b_1 = \text{Fe}^{\text{T}} - a_1$, $a_2 = \text{Fe}^{\text{T}} - b_2$, $M = (a_1+a_2)/2$

et $N = (b_1+b_2)/2$

si $N \leq 0$ alors $\text{Fe}^{3+} = 0$ et $\text{Fe}^{2+} = M + N$

si non $\text{Fe}^{3+} = M$ et $\text{Fe}^{2+} = N$

Le fer total:

$\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$

Pour le SPINELLE

La formule générale est $\text{X}_8 \text{Y}_{16} \text{O}_{32}$ où

X représente les cations Fe^{2+} , Mg, Ca, Mn, Ni, ...

Y représente les cations Al^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{3+} et Si^{4+} [DEER, BOWIE & ZUSSMAN, 1980]

Calcul de Fe^{3+} (méthode personnelle)

Pour les mêmes raisons que pour les pyroxènes

Soient: $\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+}$ (+ Fe^{3+} si la formule structurale décèle un peu de Fe^{3+})

$a_1 = 8 - \{\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ni}\}$, $b_2 = 16 - \{\text{Si}+\text{Al}+\text{Cr}+\text{Ti}\}$,

$b_1 = \text{Fe}^{\text{T}} - a_1$, $a_2 = \text{Fe}^{\text{T}} - b_2$, $M = (a_1+a_2)/2$

et $N = (b_1+b_2)/2$

si $N \leq 0$ alors $\text{Fe}^{3+} = 0$ et $\text{Fe}^{2+} = M + N$

si non $\text{Fe}^{3+} = M$ et $\text{Fe}^{2+} = N$

Le fer total:

$\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$

Pour l'ensemble des minéraux FM = $\text{Fe}^{\text{T}}/(\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Mg})$

II CALCULS DES COMPOSANTS MOLAIRES

II-1 Pour l'olivine

L'olivine est considérée comme une solution solide de deux composants:

la forstérite : $\text{Fo} = 100 \text{ Mg} / (\text{Fe}+\text{Mg})$
et la fayalite : $\text{Fa} = 100 \text{ Fe} / (\text{Fe}+\text{Mg})$

II-2 Pour les orthopyroxènes

Les pyroxènes sont considérés comme des solutions solides complexes de plusieurs composants. Les principaux qui sont:

l'ureyite s.l.	:	$\text{Na} (\text{Cr}, \text{Fe}^{3+}) \text{Si}_2 \text{O}_6$	Ur
la jadéite	:	$\text{Na Al Si}_2 \text{O}_6$	Jd
une molécule			
titanée	:	$\text{Mg Ti Al}_2 \text{O}_6$	MgTi
la molécule de			
Tschermack	:	$\text{Mg Al}_2 \text{Si O}_6$	MgTs
la wollostanite	:	$\text{Ca}_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$	Wo
l'enstatite	:	$\text{Mg}_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$	En
l'orthoferrosilite	:	$\text{Fe}_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$	Fs

Le calcul se fait en exprimant successivement les composants dans l'ordre ci-dessus:

si $\text{Na} + \text{K} = 0$ alors $\text{Ur} = 0$, $\text{Jd} = 0$ et $\text{Ti} = \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}$

si $\text{Na} + \text{K} \leq \text{Fe}^{3+} + \text{Cr}$ alors $\text{Ur} = \text{Na} + \text{K}$, $\text{Jd} = 0$

et $\text{Ti} = \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+} - \text{Jd}$

Si $Na + K > Fe^{3+} + Cr$ alors $Ur = Fe^{3+} + Cr$ et $Jd = Na - Ur$
 $MgTi = Ti$
 $MgTs = (Al - 2 Ti - Jd) / 2$
 $Wo = Ca / 2$
 $En = (Mg + Ni - MgTi - MgTs) / 2$
 $Fs = (Fe^{2+} + Mn) / 2$

Puis l'ensemble est ramené à 100

II-3 Pour les clinopyroxènes

De même que pour les orthopyroxènes, les principaux composants calculés sont:

l'ureyite s.l.	:	$Na (Cr, Fe^{3+}) Si_2 O_6$	Ur
la jadéite	:	$Na Al Si_2 O_6$	Jd
une molécule			
titanée	:	$Ca Ti Al_2 O_6$	CaTi
la molécule de			
Tschermack	:	$Ca Al_2 Si O_6$	CaTs
la wollostanite	:	$Ca_2 Si_2 O_6$	Wo
l'enstatite	:	$Mg_2 Si_2 O_6$	En
l'orthoferrosilite	:	$Fe_2 Si_2 O_6$	Fs

Le calcul se fait en exprimant successivement les composants dans l'ordre ci-dessus:

$Ur = Fe^{3+} + Cr$
 $Jd = Na - Ur$
 $CaTi = Ti$
 $CaTs = (Al - 2 Ti - Jd) / 2$
 $Wo = (Ca - CaTi - CaTs) / 2$
 $En = (Mg + Ni) / 2$
 $Fs = (Fe^{2+} + Mn) / 2$

Puis l'ensemble est ramené à 100.

II-4 Pour le grenat

Le grenat est aussi considéré comme une solution solide de pyrope, d'almandin, de spessartine et de grenat calcique (grossulaire, andradite et ouvarovite).

Pyrope	$Mg_3 Al_2 Si_3 O_{12}$	Py
Almandin	$Fe^{2+}_3 Al_2 Si_3 O_{12}$	Alm
Spessartine	$Mn_3 Al_2 Si_3 O_{12}$	Sp
Grossulaire	$Ca_3 Al_2 Si_3 O_{12}$	Gr
Andradite	$Ca_3 (Fe^{3+}, Ti)_2 Si_3 O_{12}$	An
Ouvarovite	$Ca_3 Cr_2 Si_3 O_{12}$	Ou

Le calcul se fait de la façon suivante: (méthode personnelle)

1° Soit $S = Fe^{2+} + Mn + Ca + Mg$
 $Py = 100 Mg / S$, $Alm = 100 Fe^{2+} / S$, $Sp = 100 Mn / S$
 2° Soit $GrCa = 100 Ca / S = 100 - (Py + Alm + Sp)$
 et $S' = Al + Fe^{3+} + Ti + Cr$
 $An = (Fe^{3+} + Ti) / S'$, $Ou = Cr / S'$
 et $Gr = GrCa - An - Ou$

II-5 Pour le spinelle

Les paramètres calculés sont:

Le spinelle alumineux s.l. (SpAl)	[Spinelle s.s. Hercynite Galaxite	$Mg Al_2 O_4$ $Fe^{2+} Al_2 O_4$ $Mn Al_2 O_4$
La galaxite (Ga) L'ulvospinelle (Ul)			$Fe^{2+} Ti_3 O_4$
Le spinelle chromifère s.l. (SpCr)	[Magnésiochromite Chromite	$Mg Cr_2 O_4$ $Fe^{2+} Cr_2 O_4$
Le spinelle magnésien (SpMg)	[Spinelle s.s. Magnésiochromite	
Le spinelle ferreux (SpFe)	[Hercynite Chromite	

Les méthodes de calcul sont: (Méthode personnelle)

$SpMg = 100 Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$
 $SpFe = 100 Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$
 $Ga = 100 Mn / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$
 $Ul = 100 Ti / (Al + Ti + Cr)$
 $SpAl = 100 Al / (Al + Ti + Cr)$
 $SpCr = 100 Cr / (Al + Ti + Cr)$
 $Mg^* = 100 Mg / (Mg + Fe^{2+})$
 $Cr^* = 100 Cr / (Cr + Al)$

PRESENTATION DU PROGRAMME
' ARTHUR '

Ce programme en GWBASIC a été réalisé pour calculer les formules structurales et les composants molaires des minéraux (ANNEXES n° 2) et les applications de géothermométrie et de géobarométrie (ANNEXE n° 4). Ce programme fonctionne sur PC et compatibles et comporte deux volumes :

Vol. I -----> Formules structurales et Composants Molaires

Vol. II -----> Géothermométrie - Géobarométrie

SAISIE DES DONNES

La saisie des données se fait à l'aide de DBASE II ou tout autre base de données fonctionnant sous MS.DOS.

Les analyses effectuées à la microsonde sont rassemblées dans des fichiers selon la provenance, le type de roche et le type de phase. Les disquettes de données fonctionnent dans le lecteur 'B'.

Pour le Bois des Feuilles :					
Les métalherzolites à spinelle		Les métalherzolites à spinelle et grenat		Les métadunites à spinelle et grenat	
DBBF23OL	DBBF23CP	DBBF22OL	DBBF22CP	DBBF10OL	DBBF10CP
DBBF23OP	DBBF23SP	DBBF22OP	DBBF22GR	DBBF10OP	DBBF10GR
		DBBF22SP		DBBF10SP	
Pour Chagnon					
Les métalherzolites à spinelle		Les métalherzolites à spinelle et grenat		Les pyroxénolites à grenat	
DBCH3OL	DBCH3CP	DBCHPEOL	DBCHPECP	DBCHRUOP	DBCHRUCP
DBCH3OP	DBCH3SP	DBCHPEOP	DBCHPEGR	DBCHRUGR	DBCHRUSP
		DBCHPESP			
Pour l'Artige					
Les métalherzolites à spinelle et grenat				Les pyroxénolites à grenat	
DBLAPEOL	DBLAPECP			DBLARUCP	DBLARUGR
DBLAPEOP	DBLAPEGR				
DBLAPEP					

Fichiers regroupant les analyses effectuées à la microsonde.

LE MENU PRINCIPAL

Le démarrage du programme se fait soit directement en allumant l'appareil après avoir introduit l'un des deux volumes, soit à partir de MS.DOS en tappant AUTOEXEC et RC. Apparaît alors:

```
*****
* PROGRAMME ARTHUR *
*****
```

Utiliser < DBASE II ou LOTUS 1-2-3 > pour la saisie des données

Quel traitement pour les données désirez-vous ?

Les Formules Structurales et Compo. Molai. ----- < 1 >

Géothermométrie - Géobarométrie ----- < 2 >

Arrêter ----- < 3 >

Ecran n° 1

Votre CHOIX :

Ce menu offre 3 options qui sont:

-----> Le calcul des formules structurales
et des composants molaires

-----> Géothermométrie - Géobarométrie

-----> Arrêter

Le choix se fait en tapant le numéros correspondant à l'une des options et faire ce qui est demandé.

LES FORMULES STRUCTURALES ET COMPOSANTS MOLAIRES

Après avoir répondu 1 et s'être assuré que le Vol. I est bien dans le lecteur 'A', apparaît l'écran suivant:

```
=====
* FORMULES STRUCTURALE ET PARAMETRIQUES *
=====
```

Donnez le nom du FICHIER à traiter:
(<FIN> Pour revenir au menu principal)

Ecran n° 2

BON (O/N):

Il suffit alors de donner le nom du fichier que l'on désire traiter (Tableau des fichiers). Si on répond <FIN> on revient à l'écran n° 1. Ensuite apparaît l'écran:

```
* CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES ET PARAMETRIQUES *
-----
```

(Nom du minéral traité)

DESIREZ-VOUS (O/N) :

Le calcul des Formules Struc. et Para. ----->

Le tableau des Formules Struc. et Para. ----->

Revenir au MENU précédent ----->

BON (O/N) :

Ecran n° 3

Trois options facultatives sont à nouveau offertes:

-----> Le calcul des formules

-----> La sortie des résultats sous forme
de tableau

-----> Retour à l'écran n° 2

Le tableau qui est fourni ne peut être utilisé qu'en tant de document de travail.

GEOOTHERMOMETRIE - GEOBAROMETRIE

Après avoir répondu 2 à partir de l'écran n° 1, et s'être bien assuré d'avoir introduit le Vol. II dans le lecteur 'A', apparaît l'écran suivant:

```
=====
* GEOOTHERMOMETRIE - GEOBAROMETRIE *
=====
```

NOM de l'échantillon (ex: BF10, BF22, BF23, CH3, CHPE, etc ...) sinon <RETURN> :
? BF23

CODE de la ROCHE (Peri. à sp. [PS], Péri. à sp. et/ou gr. [SG], Péri. à gr. [PG],
Pyro. à gr. [PG]) ? SP

EQUILIBRE à considérer (ex: OL-OP-SP, OP-CP, etc ...): OP-CP Ecran n° 4

1°) Ce menu demande le nom de l'échantillon dont on veut traiter les analyses. Ce nom peut-être BF10, BF22, BF23, CH3, CHPE, CHRU, LAPE ou LARU.

2°) Il demande le code du type de roche traitée (PS, SG ou PG).

3°) Il demande le type d'association ici par exemple OP-CP.

Ensuite les numéros des analyses à traiter (cf. n° de réf. ANNEXE n° 5) sont demandés.

Enfin les modèles disponibles pour le type de roche et l'association demandés (cf. ANNEXE n° 6) sont proposés. Ils sont tous facultatifs.

Après tout ceci le traitement se réalise et les températures et/ou les pressions calculées et leurs moyennes sortent sur un document de travail.

GEOTHERMOMETRES ET GEOBAROMETRES CONSIDERES

I GEOTHERMOMETRES POUR LHERZOLITES A SPINELLE

I-1 Couple OLIVINE-OPX

Les géothermomètres disponibles pour ce couple, établis expérimentalement, utilisent le partage du Mg et du Ni entre OLIVINE et OPX selon la réaction suivante:



dont le coefficient de partage est $K = (\text{Ni/Mg})_{\text{Ol}} / (\text{Ni/Mg})_{\text{Opx}}$

Ln K varie de façon linéaire avec T, de ce fait deux formules sont proposées:

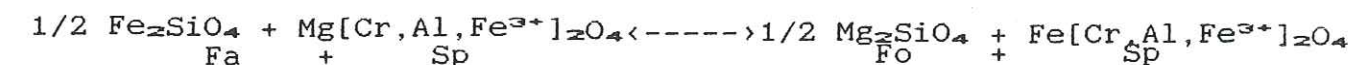
BERGER & VANNIER [1978]: $T_{(K)} = 3820 / (\ln K + 1,822)$ BV78A

PODVIN [1985] (pour 1 atm.): $T_{(K)} = 2808 / (\ln K + 1,083)$ PO85A

CRITIQUES: * Le dosage du Ni dans les OPX est délicat.
* PO85A a été établi pour 1 atm.

I-2 Couple olivine-spinelle

Les géothermomètres applicables au couple OLIVINE-SPINELLE utilisent le partage du Fe^{2+} et du Mg entre les deux phases. Ce partage peut-être représenté par la réaction :



dont le coefficient de partage est $K = (\text{Mg/Fe})_{\text{Ol}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{Sp}}$

La température est fonction de Ln K et des fractions molaires des éléments trivalents du spinelle. Quatre formules sont proposées:

* Le géothermomètre de FUJII [1976]: FU76A

$$T_{(K)} = \frac{(0,775 + 2,01 [\text{X}_{\text{Cr}}]_{\text{Sp}}) 10000}{\ln K - 0,006 - 0,003 [\text{X}_{\text{Cr}}]_{\text{Sp}} - 4 [\text{X}_{\text{Fe}^{3+}}]_{\text{Sp}}}$$

* Le géothermomètre de FABRIES [1979]: FA79A

$$T_{(K)} = \frac{4250 [\text{X}_{\text{Cr}}]_{\text{Sp}} + 1343}{\ln K^0 + 1,825 [\text{X}_{\text{Cr}}]_{\text{Sp}} + 0,571}$$

où $\ln K^0 = \ln K - 4 \times [\text{X}_{\text{Fe}^{3+}}]_{\text{Sp}}$

* Le géothermomètre de ROEDER & al. [1979]:

RO79A

$$T_{(K)} = \frac{3480 [X_{Cr}]^{SP} + 1018 [X_{Al}]^{SP} - 1720 [X_{Fe3+}]^{SP} + 2400}{2,23 [X_{Cr}]^{SP} + 2,56 [X_{Al}]^{SP} - 3,08 [X_{Fe3+}]^{SP} - 1,47 + 1,987 \ln K}$$

* Le géothermomètre de SACK [1982]:

SA82A

$$T_{(K)} = \frac{1096,6 + 9490 [X_{Cr}]^{SP} + 7200 [X_{Fe3+}]^{SP} + 1000 \text{ FAC}}{1,987 \ln K + 0,516 + 3,92 [X_{Cr}]^{SP} + 1,3 [X_{Fe3+}]^{SP}}$$

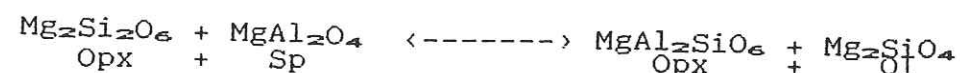
où FAC = $1 - 3 ([X_{Fe2+}]^{OL})^2$

où $[X_i]^{SP} = \frac{i}{Al + Cr + Fe^{3+}}$; i = (Al, Cr, Fe³⁺) dans le spinelle.

CRITIQUES: Ces quatre modèles donnent des valeurs anormalement basses peut être à cause du dosage de Fe³⁺.

I-3 OPX coexistant avec OLIVINE et SPINELLE

Les géothermomètres qui rentrent dans ce cadre, utilisent la solubilité de l'Al dans l'OPX coexistant avec l'OLIVINE et le SPINELLE. Ceci peut se représenter par la réaction suivante:



* Les géothermomètres de MORI [1977]:

En utilisant les travaux de MACGREGOR [1974]:

$$T_{(K)} = 10000 / (0,357 \ln^2 K - 0,53 \ln k + 5,2) \quad \text{MO77A}$$

En utilisant les travaux d'OBATA [1976]:

$$T_{(K)} = 10000 / (-2,061 \ln K + 3,454) \quad \text{MO77B}$$

En utilisant ses propres travaux:

$$T_{(K)} = 10000 / (0,357 \ln^2 K - 0,177 \ln k + 5,04) \quad \text{MO77C}$$

avec $K = \frac{\text{MIN} (X_{AlIV}, X_{AlIV})^{OPX} \times ([X_{Mg}]^{OL})^2}{[X_{Mg}]^{M1} \times [X_{Mg}]^{SP} \times ([X_{Al}]^{SP})^2}$

* Le géothermomètre de MERCIER [1980]:

ME80A

MERCIER [1980] propose pour coefficient de partage:

$$K = \frac{X_{AlIV} \times ([X_{Mg}]^{OL})^2}{[X_{Mg}]^{M1} \times [X_{Mg}]^{SP} \times [X_{Al}]^{SP}}$$

Puis il considère que $[X_{Mg}]^{OL}$ est une constante qu'il introduit dans le calcul de l'entropie et il fait les approximations suivantes:

$$X_{AlIV} = A = (Al - Na) / 2 \text{ et } [X_{Al}]^{SP} = 1 - 2,87 Cr / (Al + Fe^{3+} + Cr - Na)$$

D'où

$$K = A / (1 - A) / ([X_{Al}]^{SP})^2$$

et

$$T_{(K)} = -12535 / (1,987 \ln k - 7,88)$$

* Le géothermomètre de SACHLEBEN & SECK [1981]:

SS81A

$$T_{(K)} = (4,59 + \ln k - 1,552 [X_{Cr}]^{SP}) / 0,0025$$

avec $K = \frac{X_{AlIV} \times ([X_{Mg}]^{OL})^2}{[X_{Mg}]^{M1} \times [X_{Mg}]^{SP} \times ([X_{Al}]^{SP})^2}$ et $[X_{Cr}]^{SP} = \frac{Cr}{Al + Fe^{3+} + Cr}$

* Le géothermomètre de GASPARIK & NEWTON [1984]:

GN84A

$T_{(K)} = 3857 k + 443 + P_{(KB)}$ où K est le même que pour SS81A mais $X_{AlIV} = X_{MgTS} + Na$, $[X_{Mg}]^{M1} = X_{En} + Ca + Mn$ avec $X_{MgTS} = (Al - Na - 2 Ti - Cr) / 2$ et $X_{En} = (Mg - Ca - Cr - Mn - X_{MgTS}) / 2$

* Le géothermomètre de BERTRAND et al. [1987]:

BE87A

Ce géothermomètre a été mis au point expérimentalement dans le système MAS et ajusté par rapport aux équations thermodynamiques des équilibres.

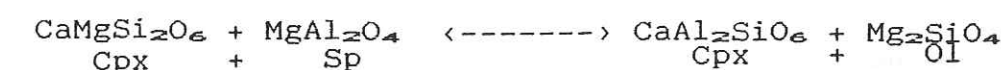
$$T_{(K)} = \frac{29569 + 630,6 P_{(KB)}}{14,653 - 8,314 \ln [X/(1 - X)]}$$

où X représente la fraction de sites octaédriques 'T' occupés par des atomes d'Al, calculée selon la méthode de GANGULY & GHOSH [1979]:

$$X = 2 \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + MgSiO_3} \text{ où } Al_2O_3 \text{ est le \% en poids moléculaire.}$$

I-4 CPX coexistant avec OLIVINE et SPINELLE

Ces modèles utilisent la solubilité de l'Al coexistant avec OLIVINE et SPINELLE. Ceci peut être représenté par:



* Les géothermomètres de MORI [1977]:

En utilisant les travaux de HERZBERG & CHAPMAN [1976]:

MO77G

$$T_{(K)} = 10000 / (-1,083 \ln k + 4,8)$$

En utilisant ses propres travaux:

MO77H

$$T_{(K)} = 10000 / (-1,08 \ln K + 5,12)$$

avec $K = \frac{\text{MIN} (X_{AlIV}, X_{AlIV})^{CPX} \times ([X_{Mg}]^{OL})^2}{[X_{Mg}]^{M1} \times [X_{Mg}]^{SP} \times ([X_{Al}]^{SP})^2}$

* Le géothermomètre de MERCIER [1980]:

ME80B

La formulation est identique à ME80A mais en prenant

$$[X_{Al}]^{Sp} = 1 - 1,27 \text{ Cr} / (\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} - \text{Na})$$

et

$$T(K) = -14977 / (1,987 \ln K - 10,15)$$

Pour les modèles de MORI [1977] les sources sont de MAILLET [1987].

II GEOTHERMOMETRES POUR LHERZOLITES A SPINELLE ET/OU GRENAT

II-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX

* Géothermomètres de HERVIG & SMITH [1982]:

Ces auteurs ont expérimenté l'effet de la température sur le partage du Cr entre OLIVINE et OPX ou CPX qui peut se représenter par



Le coefficient de partage est :

$$\text{pour OLIVINE-OPX} \quad K_1 = \% \text{Cr}_2\text{O}_3 (\text{Ol}) / \% \text{Cr}_2\text{O}_3 (\text{Opx})$$

$$\text{pour OLIVINE-CPX} \quad K_2 = \% \text{Cr}_2\text{O}_3 (\text{Ol}) / \% \text{Cr}_2\text{O}_3 (\text{Cpx})$$

où % Cr_2O_3 (i) représente le pourcentage en poids moléculaire de Cr_2O_3 dans la phase i. Les expressions de T avec K_1 et K_2 sont:

$$\text{pour OLIVINE-OPX} \quad T(K) = 5540 / (\ln K_1 + 1,86) \quad \text{HS82A}$$

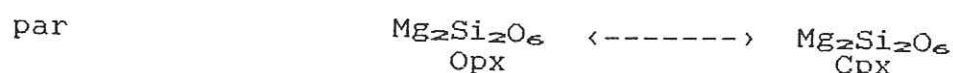
$$\text{pour OLIVINE-CPX} \quad T(K) = 8787 / (\ln K_2 + 2,87) \quad \text{HS82B}$$

CRITIQUES: Ces géothermomètres se heurtent au problème du dosage du Cr dans les olivines dont la teneur est souvent nulle.

II-2 Couple OPX-CPX

1) Géothermomètres basés sur l'imiscibilité Di-En

Ces géothermomètres utilisent la répartition du Mg entre les deux sites octaédriques (M1 et M2) des deux pyroxènes. Ceci est représenté



* Le géothermomètre de WOOD & BANNO [1973]:

WB73A

Ces auteurs proposent le coefficient de partage suivant:

$$k = \frac{([X_{Mg}]^{M1} [X_{Mg}]^{M2})_{\text{Cpx}}}{([X_{Mg}]^{M1} [X_{Mg}]^{M2})_{\text{Opx}}} \quad \text{Pour les calculs de } [X_{Mg}]^{M1} \text{ et de } [X_{Mg}]^{M2} \text{ voir ANNEXE n° 2}$$

L'expression de T en fonction de $\ln K$ est :

$$T(K) = -10202 / (\ln K - 7,65 [X_{Fe}]^{\text{OPX}} - 3,88 ([X_{Fe}]^{\text{OPX}})^2 - 4,6)$$

où $[X_{Fe}]^{\text{OPX}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ dans l'OPX

* Les géothermomètres de LINDSLEY & DIXON [1976], YAMADA & TAKAHASHI [1984] et FINNERTY & BOYD [1987]:

Pour l'application informatique, ces auteurs proposent l'expression: $T(K) = (a + b P(Kb)) / ([X_{En}]^{\text{CPX}})^{1/c}$ où $[X_{En}]^{\text{CPX}} = 1 - 2 \text{ Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg})$ et a, b et c sont des constantes thermodynamiques expérimentales qui varient selon les auteurs.

REFERENCE	a	b	c	CODE
LINDSLEY & DIXON [1976]	1941	5,04	5,37	LD76A
YAMADA & TAKAHASHI [1984]	2101,5	2,29	4,71	YT84A
FINNERTY & BOYD [1987]	2116	0,63	4,75	FB87A

Sources: FINNERTY & BOYD [1987]

CRITIQUE: Ces modèles nécessitent des CPX avec $\text{Ca} < \text{Mg}$. Pour FINNERTY & BOYD LD76A a un bon calibrage pour la pression.

* Le géothermomètre de WELLS [1977]:

WE77A

$$T(K) = 7341 / (3,355 + 2,44 [X_{Fe}]^{\text{OPX}} - \ln K)$$

où $[X_{Fe}]^{\text{OPX}}$ et K sont calculés de la même façon que pour WB73A.

CRITIQUE: Pour CARSWELL & GIBB [1987] ce modèle est acceptable, mais avec une erreur de ± 50 °C pour $P < 37$ Kb.

* Les géothermomètres de MORI [1977]:

En utilisant les travaux de MORI & GREEN [1975]:

$$T(K) = 10000 / (0,413 \ln^2 K - 0,0234 \ln k + 5,61) \quad \text{MO77D}$$

En utilisant les travaux de HERZBERG & CHAPMAN [1976]:

$$T(K) = 10000 / (-1,177 \ln K + 4,215) \quad \text{MO77E}$$

En utilisant ses propres travaux:

$$T(K) = 10000 / (0,41 \ln^2 K + 0,37 \ln k + 5,7) \quad \text{MO77F}$$

où le coefficient de partage K est calculé de la même façon que pour WB73A. Sources: MAILLET [1987]

* Le géothermomètre de POWELL [1978]:

PO78A

$$T(K) = (A P(Kb) + B) / \ln K \text{ avec } A = 88 ([X_{Ca}]^{M2} - [X_{Mg}]^{M2})_{\text{Cpx}} - 80$$

$$B = -1600 + 1900 [X_{Fe}]^{\text{OPX}} - 6670 ([X_{Ca}]^{M2} - [X_{Mg}]^{M2})_{\text{Cpx}}$$

$$\text{et } K = \frac{([X_{Ca}]^{M2})_{\text{Opx}} ([X_{Mg}]^{M2})_{\text{Cpx}}}{([X_{Mg}]^{M2})_{\text{Opx}} ([X_{Ca}]^{M2})_{\text{Cpx}}}$$

* Le géothermomètre de MERCIER [1980]:

ME80C

$$T(K) = -25195 / (1,987 \ln K - 14,15)$$

avec $K = (1 - 2 W_{Di}) / (1 - 2 W_{En})$ où $W = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$

* Les géothermomètres de LINDSLEY et al. [1981]:

$$T_{(K)} = \frac{3,561 + 0,0355 P_{(Kb)} + A + B + 25 ([X_{D1}]^{OPX})^2}{0,0091 - 0,0083143 \ln ([X_{En}]^{CPX} / [X_{En}]^{OPX})} \quad \text{LI81A}$$

avec $A = 2 (25,484 + 0,0812 P_{(Kb)}) [X_{En}]^{CPX} ([X_{D1}]^{CPX})^2$
et $B = (31,216 - 0,0061 P_{(Kb)}) ([X_{D1}]^{CPX})^2 (1 - 2 [X_{En}]^{CPX})$

$$T_{(K)} = \frac{-21,178 - 0,0908 P_{(Kb)} + A + B + 25 ([X_{En}]^{OPX})^2}{-0,00816 - 0,0083143 \ln ([X_{D1}]^{CPX} / [X_{D1}]^{OPX})} \quad \text{LI81B}$$

avec $A = (25,484 + 0,0812 P_{(Kb)}) ([X_{En}]^{CPX})^2 (1 - 2 [X_{D1}]^{CPX})$
et $B = 2 (31,216 - 0,0061 P_{(Kb)}) [X_{D1}]^{CPX} ([X_{En}]^{CPX})^2$
avec $X_{D1} = 2 \text{ Ca} / (\text{Mg} + \text{Ca})$ et $X_{En} = 1 - 2 \text{ Ca} / (\text{Mg} + \text{Ca})$

CRITIQUE: Ces modèles nécessitent un CPX avec $\text{Ca} < \text{Mg}$

* Le géothermomètre de NICKEL et al. [1985]: NI85A

$$T_{(K)} = 1616,67 + 287,935 \ln K + 2,933 P_{(Kb)}$$

avec $K = \frac{(1 - \text{Al}^{CPX} / 2) (1 - \text{Ca}^{CPX})}{(1 - \text{Al}^{OPX} / 2) (1 - \text{Ca}^{OPX})}$

* Les géothermomètres de CARLSON & LINDSLEY [1988]:

$$T_{(K)} = \frac{4,261 + 0,059 P_{(Kb)} + A + B - C}{0,002721 - 0,0083143 \ln ([X_{En}]^{CPX} / [X_{En}]^{OPX})} \quad \text{CA88A}$$

avec $A = (26,23 - 0,02229 P_{(Kb)}) (1 - 2 [X_{En}]^{CPX}) ([X_{D1}]^{CPX})^2$
 $B = 2 (32,44 - 0,08646 P_{(Kb)}) ([X_{D1}]^{CPX})^2 [X_{En}]^{CPX}$
 $C = (28,6 - 1,749 P_{(Kb)}) ([X_{D1}]^{OPX})^2$

$$T_{(K)} = \frac{-35,92 - 1,753 P_{(Kb)} + A + B - C}{-0,02097 - 0,0083143 \ln ([X_{D1}]^{CPX} / [X_{D1}]^{OPX})} \quad \text{CA88B}$$

avec $A = (32,44 - 0,08646 P_{(Kb)}) ([X_{En}]^{CPX})^2 (1 - 2 [X_{D1}]^{CPX})$
 $B = 2 (26,23 - 0,02229 P_{(Kb)}) [X_{D1}]^{CPX} ([X_{En}]^{CPX})^2$
 $C = (28,6 - 1,749 P_{(Kb)}) ([X_{En}]^{OPX})^2$
 $X_{D1} = 2 \text{ Ca} / (\text{Mg} + \text{Ca})$ et $X_{En} = 1 - 2 \text{ Ca} / (\text{Mg} + \text{Ca})$

CRITIQUE: Ces modèles nécessitent un CPX avec $\text{Ca} < \text{Mg}$

2) Géothermomètres basés sur le partage Fe^{2+} -Mg entre OPX et CPX

Ce partage peut être représenté par la réaction suivante:



* Le géothermomètre de KRETZ [1982]: KR82A

$$T_{(K)} = 1130 / (\ln K + 0,505)$$

où $K = X^{OPX} (1 - X^{CPX}) / [X^{CPX} (1 - X^{OPX})]$ et $X = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$

CRITIQUE: D'après CARSWELL & GIBB [1987] ce modèle est bon pour $P > 37 \text{ Kb}$ mais sous estime T en dessous de 1100°C .

* Le géothermomètre de KAWASAKI & MATSUI [1983]: KM83A

$$T_{(K)} = \frac{1240 + 11700 [X_{Fe}^{M1}] - 10400 [X_{Fe}^{M2}]}{1,987 \ln K + 3,58 + 6,16 ([X_{Fe}^{M1}] - [X_{Fe}^{M2}])}$$

avec $K = \frac{[X_{Mg}^{M2}] [X_{Fe}^{M1}]}{[X_{Fe}^{M2}] [X_{Mg}^{M1}]}$ Pour le calcul de $[X_{Mg}^{M2}]$, $[X_{Fe}^{M1}]$, $[X_{Fe}^{M2}]$ et $[X_{Mg}^{M1}]$ voir ANNEXE n° 3.

CRITIQUE: Ce géothermomètre a été établi pour $P = 50 \text{ Kb}$ et nécessite un OPX pauvre en Al_2O_3 .

3) Géothermomètres basés sur la distribution de l'En entre OPX et CPX

La distribution de l'Enstatite entre OPX et CPX peut être représentée par:

$$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 \text{ (Opx)} \rightleftharpoons \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 \text{ (Cpx)}$$

* Les géothermomètres de HERZBERG [1978]:

Cet auteur propose deux géothermomètres qui sont :

$$T_{(K)} = \frac{9660 R + (0,033 \text{ cal/bar}) P_{(bar)}}{(5,06 - \ln K) R} \quad \text{HE78A}$$

$$T_{(K)} = \frac{7660 R + (0,033 \text{ cal/bar}) P_{(bar)}}{(3,19 - \ln K) R} \quad \text{HE78B}$$

où $K = \frac{([X_{Mg}^{M2}] [X_{Mg}^{M1}]^{CPX})}{([X_{Mg}^{M2}] [X_{Mg}^{M1}]^{OPX})}$ et $R = 1,987$

* Le géothermomètre de GASPARIK [1984]: GA84A

$$T_{(K)} = (A P_{(Kb)} + B) / D \quad \text{où}$$

$$A = -36 - 38 (1 - [X_{En}]^{CPX})^2 - 0,176 ([X_{CaTs}]^{CPX})^3 + 0,132 ([X_{CaTs}]^{CPX})^2$$

$$B = -3560 + 28350 (1 - [X_{En}]^{CPX})^2 + 84000 ([X_{CaTs}]^{CPX})^4 - 38160 ([X_{CaTs}]^{CPX})^3 - 15040 ([X_{CaTs}]^{CPX})^2 + 25000 ([X_{D1}]^{OPX})^2 + 7750 [X_{D1}]^{OPX} [X_{MgTs}]^{OPX}$$

$$D = 8,314 \ln k - 6,43 ([X_{CaTs}]^{CPX})^2 - 1,91$$

$$K = (1 - [X_{CaTs}]^{CPX}) [X_{En}]^{CPX} / [X_{En}]^{OPX}$$

pour l'OPX : $[X_{D1}]^{OPX} = \text{Ca}$, $[X_{En}]^{OPX} = (1 - \text{Ca} - \text{Na}) \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$
et $[X_{MgTs}]^{OPX} = 0,5 (\text{Al} + |\text{Na} - \text{Cr}|)$

pour le CPX : $[X_{CaTs}]^{CPX} = 0,5 (\text{Al} + |\text{Na} - \text{Cr}|)$
 $[X_{D1}]^{CPX} = \text{Ca} - [X_{CaTs}]^{CPX}$ et $[X_{En}]^{CPX} = (1 - \text{Ca} - \text{Na}) \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$

* Le géothermomètre de NICKEL & BREY [1984]:

NB84A

$$T(K) = (A P_{(K)} + B) / D$$

$$K = ([X_{En}]_{CPX} / [X_{En}]_{OPX})$$

$$\text{où } A = -0,06188 + 0,05229 ([X_{Di}]_{CPX})^2$$

$$B = -7 + 34 ([X_{Di}]_{OPX})^2 - 21,905 ([X_{Di}]_{CPX})^2$$

$$D = 0,0083143 \ln K + 0,004431 ([X_{Di}]_{CPX})^2 - 0,00397$$

FINNERTY & BOYD [1987] recommande $X_{Di} = 2 \text{ Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg})$

et $X_{En} = 1 - 2 \text{ Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg})$

4) Géothermomètres basés sur la distribution du Di entre OPX et CPX

La distribution du Diopside entre OPX et CPX peut être représentée



* Le géothermomètre de GASPARIK [1984]:

GA84B

Même chose que GA84A mais avec

$$A = 91 + 176 ([X_{En}]_{CPX})^3 - 170 ([X_{En}]_{CPX})^2$$

$$B = 21180 + 84000 ([X_{CaTs}]_{CPX})^4 - 49640 ([X_{CaTs}]_{CPX})^3 - 6430 ([X_{CaTs}]_{CPX})^2 - 11480 ([X_{En}]_{CPX})^3 - 19740 ([X_{En}]_{CPX})^2 + 25000 ([X_{En}]_{OPX})^2 + 17250 ([X_{MgTs}]_{OPX})^2 + 42250 [X_{En}]_{OPX} [X_{MgTs}]_{OPX}$$

$$D = 8,314 \ln k - 6,43 ([X_{CaTs}]_{CPX})^2 + 8,16$$

$$\text{et } K = (1 - [X_{CaTs}]_{CPX}) (1 - [X_{En}]_{CPX}) / [X_{Di}]_{OPX}$$

* Le géothermomètre de NICKEL & BREY [1984]:

NB84B

Même chose que NB84A avec $A = 0,1633 + 0,05229 ([X_{En}]_{CPX})^2$

$$B = 12,909 + 34 ([X_{En}]_{OPX})^2 - 21,905 ([X_{En}]_{CPX})^2$$

$$D = 0,0083143 \ln K + 0,004431 ([X_{En}]_{CPX})^2 - 0,0085$$

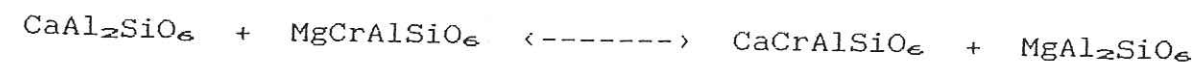
$$\text{et } K = ([X_{Di}]_{CPX} / [X_{Di}]_{OPX})$$

5) Autres géothermomètres

* Le géothermomètre de MYSEN [1976]:

MY76A

Ce géothermomètre utilise le partage du Cr et de l'Al entre l'OPX et le CPX qui peut se représenter par la réaction suivante:



dont le coefficient de partage est $K = (\text{Al}^{\text{VI}} / \text{Cr})_{OPX} / (\text{Al}^{\text{VI}} / \text{Cr})_{CPX}$

$$T(K) = 1000 / (0,26 \ln K + 0,67)$$

$$\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Al} + \text{Si} - 2$$

* Le géothermomètre de HERVIG & SMITH [1980]:

HS80A

Ce géothermomètre utilise le partage du Na entre l'OPX et le CPX que ces auteurs représentent par:



dont le coefficient de partage est $K = [X_{Na}]_{CPX} / [X_{Na}]_{OPX}$.

L'expression de T en fonction de K est:

$$T(K) = 7525 / (3,16 + \ln K) - 273,15$$

CRITIQUE: Les teneurs en Na dans les OPX sont trop faibles.

* Le géothermomètre de KRETZ [1982]:

KR82B

Ce géothermomètre utilise la teneur en Ca dans les CPX.

pour $T < 1080^\circ\text{C}$

$$T(K) = 1000 / (0,054 + 0,608 X - 0,304 \ln (1 - 2 [Ca]))$$

pour $T > 1080^\circ\text{C}$

$$T(K) = 1000 / (0,468 + 0,246 X - 0,123 \ln (1 - 2 [Ca]))$$

où $X = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ et $[Ca] = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$

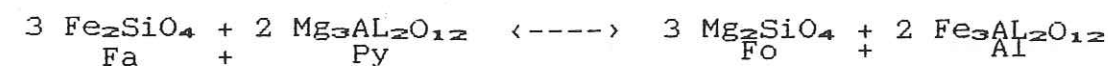
III GEOTHERMOMETRES POUR LHERZOLITES A GRENAT

III-1 Couple OLIVINE-GRENAT

* Géothermomètre de O'NEILL & WOOD [1979]:

OW79A

Ce modèle utilise le partage Fe^{2+} -Mg entre OLIVINE et GRENAT supposés en équilibre. Ceci peut être représenté par la réaction:



dont le coefficient de partage est :

$$K = [X_{Mg}]^{\text{Ol}} [X_{Fe}]^{\text{Gr}} / ([X_{Fe}]^{\text{Ol}} [X_{Mg}]^{\text{Gr}})$$

L'expression de T est:

$$T(K) = (A [P_{(K)} - 30] + B) / (\ln K + 0,357) \quad \text{avec}$$

$$A = 4,5 + 1,51 ([X_{Mg}]^{\text{Ol}} - [X_{Fe}]^{\text{Ol}})$$

$$B = 902 + 498 ([X_{Mg}]^{\text{Ol}} - [X_{Fe}]^{\text{Ol}}) - 98 ([X_{Mg}]^{\text{Gr}} - [X_{Fe}]^{\text{Gr}}) + 1347 [X_{Ca}]^{\text{Gr}}$$

où $[X_i]^{\text{Ol}} = i / (\text{Fe} + \text{Mg})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mg})$ dans l'olivine
et $[X_i]^{\text{Gr}} = i / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})$ dans le grenat

III-2 Couple OPX-GRENAT

* Le géothermomètre de POWELL [1978]:

PO78B

Ce géothermomètre utilise la partage du Mg entre l'OPX et le grenat. Ceci peut être représenté par la réaction suivante:



$$\text{dont le coefficient de partage est } K = \frac{[X_{\text{Mg}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Ca}}]_{\text{M2}}}{[X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Mg}}]_{\text{M2}}}$$

L'expression de T est:

$$T_{(K)} = \frac{7500 + 63 P_{(Kb)} - (2870 + 50 P_{(Kb)}) ([X_{\text{Mg}}]_{\text{gr}} - [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}}) - 1900 [X_{\text{Fe}}]_{\text{M2}}}{4,58 - \ln K - 2,16 ([X_{\text{Mg}}]_{\text{gr}} - [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}})}$$

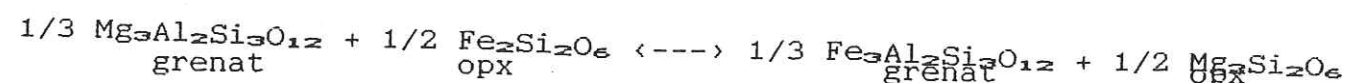
où $[X_i]_{\text{gr}} = i / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})$ dans le grenat

Pour le calcul de $[X_{\text{Mg}}]_{\text{M2}}$ et $[X_{\text{Fe}}]_{\text{M2}}$ se référer à l'annexe n° 2.

* Le géothermomètre de HARLEY [1984a]:

HA84A

Ce géothermomètre utilise la partage du Mg et du Fe^{2+} entre l'OPX et le grenat. Ceci peut être représenté par la réaction suivante:



$$\text{dont le coefficient de partage est } K = \frac{[X_{\text{Fe}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Mg}}]_{\text{OPX}}}{[X_{\text{Mg}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Fe}}]_{\text{OPX}}}$$

$$\text{L'expression de T est } T_{(K)} = \frac{3740 + 1400 [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} + 22,86 P_{(Kb)}}{1,987 \ln K + 1,96}$$

où $[X_i]_{\text{gr}} = i / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})$ dans le grenat

* Les géothermomètres de LEE et GANGULY [1987]:

Comme pour HA84A ces auteurs utilisent le partage Fe^{2+} -Mg entre OPX et GRENAT coexistant en utilisant le même coefficient de partage. Ils proposent un modèle linéaire et un modèle non linéaire obtenus expérimentalement:

$$T_{(K)} = \frac{1971 + 11,91 P_{(Kb)} + 3000 [X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}}]_{\text{gr}} / R}{\ln k + 0,96} \quad \text{LG87A}$$

$$T_{(K)} = \frac{11,91 P_{(Kb)} - 297,75 + 3000 [X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}}]_{\text{gr}} / R}{\ln k - 12,067 + 1,574 \ln T_{(K)}} \quad \text{LG87B}$$

LG87B s'utilise en prenant pour une composition donnée une valeur initiale de T calculée avec LG87A puis par itérations et approximations successives de T jusqu'à obtenir le même $\ln K$.

* Le géothermomètre de BERTRAND et al. [1988]:

BE88B

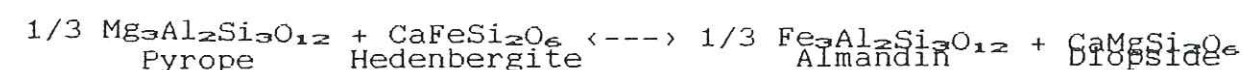
Même principe que pour BE88A, mais la formule est:

$$T_{(K)} = \frac{20584 + 9190,5 P_{(Kb)}}{18,247 - 8,314 \ln [X]}$$

III-3 Couple CPX-GRENAT

1) Géothermomètres basés sur le partage Mg-Fe^{2+}

Le partage Mg-Fe^{2+} entre CPX et GRENAT peut se représenter par la réaction suivante:



$$\text{dont le coefficient de partage est } K = \frac{[X_{\text{Fe}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Mg}}]_{\text{CPX}}}{[X_{\text{Mg}}]_{\text{gr}} [X_{\text{Fe}}]_{\text{CPX}}}$$

* Le géothermomètre de RAHEIM & GREEN [1974]:

RG74A

$$T_{(K)} = (3686 + 28,35 P_{(Kb)}) / (\ln K + 2,33)$$

* Le géothermomètre d'ELLIS & GREEN [1979]:

EG79A

$$T_{(K)} = (3104 [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} + 3030 + 10,86 P_{(Kb)}) / (\ln K + 1,9034)$$

où $[X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} = \text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$

* Le géothermomètre de GANGULY [1979]:

GA79A

Pour $T < 1333 \text{ K}$:

$$T_{(K)} = \frac{4801 + 1586 [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} + 1308 [X_{\text{Mn}}]_{\text{gr}} + 11,07 P_{(Kb)}}{\ln K + 2,93}$$

Pour $T > 1333 \text{ K}$:

$$T_{(K)} = \frac{4100 + 1586 [X_{\text{Ca}}]_{\text{gr}} + 1308 [X_{\text{Mn}}]_{\text{gr}} + 11,07 P_{(Kb)}}{\ln K + 2,4}$$

où $[X_i]_{\text{gr}} = i / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})$

* Le géothermomètre de SAXENA [1979]:

SA79A

$$T_{(K)} = \frac{8288 + 0,0276 P_{(Bar)} + Q_1 - Q_2}{1,987 \ln K + 2,4083}$$

où

$$Q_1 = 2710 (X_{\text{Fe}} - X_{\text{Mg}}) + 3150 X_{\text{Ca}} + 2600 X_{\text{Mn}}$$

$X_i = i / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})$, $i = (\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})$ dans le grenat

$$Q_2 = -6594 X_{Fe} (X_{Fe} - 2 X_{Mg}) - 12762 [X_{Fe} - X_{Mg} (1 - X_{Fe})] \\ - 11281 [X_{Ca} (1 - X_{Al}) - 2 X_{Mg} X_{Ca}] + 6137 X_{Ca} (2 X_{Mg} + X_{Al}) \\ + 35791 X_{Al} (1 - 2 X_{Mg}) + 25409 (X_{Ca})^2 - 55137 X_{Ca} (X_{Fe} - X_{Mg}) \\ + 11338 X_{Al} (X_{Fe} - X_{Mg}) \\ X_1 = i / (Al + Fe + Mn + Mg + Ca), i = (Al, Fe, Mn, Mg, Ca) \text{ dans } \\ \text{le CPX où } Al = Al + Cr - Na$$

CRITIQUE: Les valeurs obtenues par ce modèle sont inférieures de 100 à 300°C par rapport aux autres modèles [CARSWELL & GIBB, 1987].

* Le géothermomètre de DAHL [1980]:

DA80A

$$T_{(K)} = \frac{0,022 P_{(Kb)} + 2324 + 1509 (X_{Fe} - X_{Mg}) + 2810 X_{Ca} + 2855 X_{Mn}}{1,987 \ln K}$$

où $X_1 = i / (Fe + Mn + Mg + Ca)$, $i = (Fe, Mn, Mg, Ca)$ dans le grenat

* Le géothermomètre de POWELL [1985]:

PO85A

$$T_{(K)} = \frac{2990 + 10 P_{(Kb)} + 3140 X_{Ca}}{1,735 + \ln K}$$

où $X_{Ca} = Ca / (Fe + Mg + Ca)$

* Le géothermomètre de KROGH [1988]:

KR88A

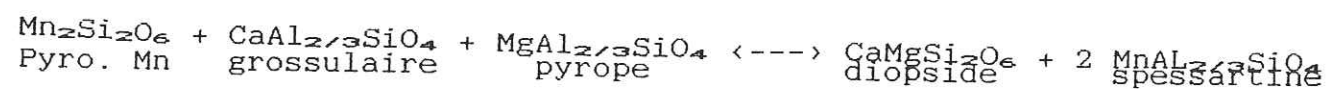
$$T_{(K)} = \frac{-6173 X_{Ca}^2 + 6731 X_{Ca} + 1879 + 10 P_{(Kb)}}{\ln K + 1,393}$$

où $X_{Ca} = Ca / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg)$ dans le grenat

2) Autres géothermomètres

* Les géothermomètres de DELANEY et al. [1979]:

Les deux géothermomètres proposés par DELANEY et al. [1979] se basent sur le partage du Mn entre CPX et GRENAT. Ce partage peut être représenté par:



$$\text{Le coefficient de partage est } K = \frac{[X_{Sp}]^2 [X_{D1}]_{CPX}}{[X_{Gr}] [X_{Py}] [X_{Mn}]_{CPX}}$$

Les deux géothermomètres ont été calibrés indépendamment en utilisant les modèles WE77A et OW79A. Ces deux modèles sont:

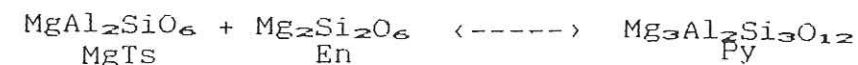
en utilisant WE77A: $T_{(K)} = 10000 / (1,1638 \ln K + 10,663)$ DE79A

en utilisant OW79A: $T_{(K)} = 10000 / (1,4689 \ln K + 11,1679)$ DE79B

III-4 OPX, CPX et GRENAT coexistant

* Les géothermomètres de MERCIER [1980]:

Les géothermomètres utilisent la solubilité de Al dans OPX ou CPX en équilibre dans le faciès à GRENAT qui peut se représenter par:



où la molécule de Tschermack MgTs et d'enstatite En sont en solution solide dans l'OPX ou le CPX. La température peut être calculée soit à partir de l'OPX soit à partir du CPX.

A partir de l'OPX: $T_{(K)} = -6295 / (1,987 \ln Ka - 2,79)$ ME80D

où $Ka = A (1 - A) Kg / (1 - 0,63 Cr^0)^2$ $A = (Al - Na) / 2$
 $Kg = 6,004 - 3,025 Mg + 0,0703 \ln Kw$ $Cr^0 = Cr / (Al + Cr - Na)$
 et $Kw = 11,976 Wop / (1 - 2 Wop)$ si $1 - 2 Wcp < 0,356$
 $Kw = 14,493 Wop / (1 - 2 Wop)$ si $1 - 2 Wcp > 0,356$
 $W = Ca / (Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$

A partir du CPX: $T_{(K)} = -6295 / (1,987 \ln Ka - 4,17)$ ME80C

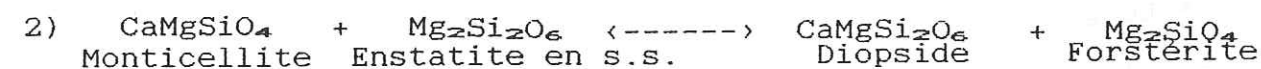
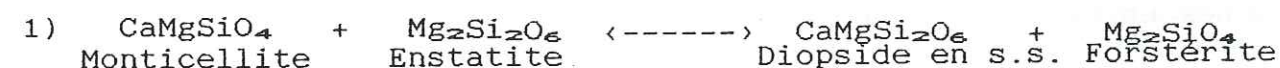
où $Ka = A (1 - A) Kg / (1 - 0,63 Cr^0)^2$ $A = (Al - 0,57 Na) / 2$
 $Kg = 3,298 - 1,781 Mg + 0,128 \ln Kw$
 $Cr^0 = (Cr - 0,25 Na) / (Al + Cr - 0,82 Na)$
 et $Kw = (1 - 2 W) / (0,833 + 0,334 W)$ si $1 - 2 W < 0,356$
 $Kw = (1 - 2 W) / (0,7862 + 0,276 W)$ si $1 - 2 W > 0,356$
 $W = Ca / (Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$ dans le CPX

IV LES GEOBAROMETRES

IV-1 Couples OLIVINE-OPX et OLIVINE-CPX

* Géobaromètres d'ADAMS & BISHOP [1982]:

Ces auteurs se basent sur le partage du Ca entre l'olivine et l'opx ou le cpx. Ils résument ceci par les deux réactions suivantes:



1) étant pour OLIVINE-OPX, 2) pour OLIVINE-CPX et dont les coefficients de partage respectifs sont:

$$K_1 = \frac{[X_{Fo}]^{01} [X_{D1}]_{CPX}}{[X_{Mo}]^{01} [X_{En}]_{CPX}} \quad \text{et} \quad K_2 = \frac{[X_{Fo}]^{01} [X_{D1}]_{OPX}}{[X_{Mo}]^{01} [X_{En}]_{OPX}}$$

Les géobaromètres sont:

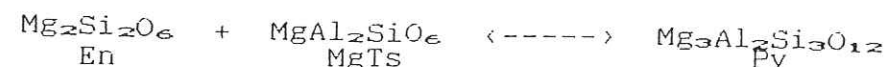
$$P_{(Kb)} = ([1,987 \ln K_1 + 17,06] T_{(K)} - 101,60) / 409 \quad \text{AB82A}$$

$$P_{(Kb)} = ([1,987 \ln K_2 + 17,06] T_{(K)} - 101,60) / 409 \quad \text{AB82B}$$

CRITIQUES: Ces géobaromètres se heurtent au dosage du Ca dans l'olivine.

IV-2 Couple OPX-GRENAT

Les géobaromètres pour OPX-GRENAT utilisent la solubilité de l'Al dans les OPX coexistant avec les GRENATS. Ceci peut être représenté par la réaction suivante:



* Les géobaromètres de MACGREGOR [1974], PERKINS et al. [1981], PERKINS et NEWTON [1980] et YAMADA & TAKAHASHI [1984]:

FINNERTY & BOYD [1987] proposent une modélisation pour applications informatiques des géobaromètres de MACGREGOR [1974], PERKINS et al. [1981], PERKINS et NEWTON [1980] et YAMADA & TAKAHASHI [1984]. La formule de base est:

$$P_{(Kb)} = ((\ln [X] - c) T_{(K)} - a) / b$$

où X est le pourcentage en poids moléculaire en Al_2O_3 dans l'OPX et a, b et c sont des constantes thermodynamiques.

REFERENCE	a	b	c	code
MACGREGOR [1974]	- 3736	- 97,1	1,46	MC74A
PERKINS & NEWTON [1980]	- 3473	- 94,5	0,94	PN80A
PERKINS et al. [1981]	- 1976	- 126,3	0,74	PE81A
YAMADA & TAKAHASHI [1984]	20	- 40,2	- 2,67	YT84B

MC74A et PE81A sont établis dans le système MAS:

$$X = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{SiO}_2)$$

PN80A et YT84B sont établis dans le système CMAS:

$$X = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{SiO}_2)$$

CRITIQUES: MC74A sous estime sérieusement P pour les échantillons riches en Cr, les autres sont meilleurs [CARSWELL & GIBB, 1987].

* Le géobaromètre de GASPARIK [1984]:

GA84C

Ce géobaromètre établit pour le système CMAS prend la forme d'une équation du second degré et peut s'écrire sous la forme:

$$A P^2_{(Kb)} + B P_{(Kb)} + C = 0$$

$$\text{avec } A = 1,66 \quad B = - 805,8 - 0,0878 T_{(K)} \\ C = (8,314 \ln K - 91,27) T_{(K)} + 19 (T_{(K)})^{1,2} + 9762,5 \\ - 42250 [X_{D1}]^2 - 7750 X_{D1} (X_{MgTs} - X_{En})$$

$$K = [X_{Py}]^3 / (X_{En} X_{MgTs})$$

X_{En} , X_{D1} et X_{MgTs} sont calculés de la même façon que pour GA84A et GA84C et $X_{Py} = \text{Mg} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$ dans le grenat.

Pour le calcul informatique il a été choisi de prendre pour solution celle qui donne la valeur positive minimum de P:

$$P_{(Kb)} = (- B - [B^2 - 4 A C]^{0,5}) / 2 A$$

* Le géobaromètre de WOOD [1974]:

WO74A

Ce modèle est basé sur une combinaison de données expérimentales de MACGREGOR [1974] dans le système MAS et de l'auteur dans les systèmes FMAS et CFMAS.

$$P_{(Kb)} = \frac{(0,1623 - 0,0831448 \ln K) T_{(K)} - 293,4}{7,85 + 4,43 [X_{Al}]^{M1} - 10,45 [X_{Fe}]^{OPX} (1 - 2 [X_{Al}]^{M1})}$$

avec $K = [X_{Al}]^{M1} (1 - [X_{Al}]^{M1}) / (1 - Y_{Gr})^3$

$$[X_{Fe}]^{OPX} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$$

$$[X_{Al}]^{M1} = \text{Al} / 2, \quad 1 - Y_{Gr} = [X_{Fe}]^{Gr} + [X_{Mg}]^{Gr}$$

$$[X_{Fe}]^{Gr} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca}) \text{ et } [X_{Mg}]^{Gr} = \text{Mg} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca})$$

* Les variantes de WO74A de CARSWELL & GIBB [1987]:

1° variante:

WO74B

On tient compte de la substitution de l'Al par le Cr et le Fe^{3+} dans l'OPX et le GRENAT en reprenant la formulation de WO74A mais avec $[X_{Al}]^{M1} = (\text{Al} - [\text{Cr} + \text{Fe}^{3+} + 2 \text{Ti} - \text{Na}]) / 2$ et $1 - Y_{Gr} = (([X_{Fe}]^{Gr} + [X_{Mg}]^{Gr})^3 ([X_{Al}]^{Gr})^2)^{1/3}$

2° variante:

WO74C

On tient compte de l'interaction Ca-Cr dans le GRENAT en reprenant la formulation de WO74A mais en rajoutant à la formule le terme $2092 [X_{Ca}]^c [X_{Cr}]^o / (7,85 + 4,43 [X_{Fe}]^{OPX})$ proposé par FINNERTY & BOYD [1984] où $[X_{Ca}]^c$ est la fraction molaire du Ca dans le site cubique et $[X_{Cr}]^o$ la fraction molaire du Cr dans le site octaédrique du grenat.

CRITIQUES: WO74A, B et C donnent des valeurs avec une erreur de 10 % par rapport à P expérimentale et surestiment P pour les échantillons riches en Cr [CARSWELL & GIBB, 1987]

* Le géobaromètre de HARLEY & GREEN [1982]:

HG82A

Ce géobaromètre est une calibration semi empirique basée sur des expériences dans les systèmes FMAS et CFMAS [CARSWELL & GIBB, 1987].

$$P_{(Kb)} = (A T_{(K)} + B) / D$$

où $A = 1,987 \ln K - 2,93$

$$B = 5650 + 5157 (1 - [X_{Al}]^{M1}) (1 - 2 [X_{Al}]^{M1}) [X_{Fe}]^{OPX} - 6300 ([X_{Ca}]^{Gr} [X_{Fe}]^{Gr} + ([X_{Ca}]^{Gr})^2)$$

$$D = - 183,3 - 178,98 [X_{Al}]^{M1} (1 - [X_{Al}]^{M1})$$

$$K = [X_{Al}]^{M1} (1 - [X_{Al}]^{M1}) / (1 - [X_{Ca}]^{Gr})^3, \quad [X_{Al}]^{M1} = \text{Al} / 2 \\ [X_i]^{Gr} = i / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca}) \text{ et } i = (\text{Fe}, \text{Ca})$$

* Variante de CARSWELL & GIBB [1987]:

HG82B

Même formulation que HG82B mais en prenant

$$[X_{Al}]^{M1} = (\text{Al} - [\text{Cr} + \text{Fe}^{3+} + 2 \text{Ti} - \text{Na}]) / 2$$

CRITIQUE: HG82A sousstime beaucoup P, HG82B est bien meilleur [CARSWELL & GIBB, 1987].

Ce géobaromètre a été établi sur le même principe que HG82A, mais il est plus rigoureux [CARSWELL & GIBB, 1987]. Il a la forme d'un polynôme du 2^{ème} degré et peut s'écrire sous la forme:

$$P(Kb) = [A T^2(K) + B T(K) + C / T(K) + D] / 206,74$$

où A = 0,001507

$$B = -1,31179 + 1,987 \ln K - 9,5 \text{ FAC1} - 2,75 \text{ FAC2}$$

$$C = (-4916 ([X_{Fe}]^{OPX})^2 - 3525 \text{ FAC3}) / 1000$$

$$D = -2467 + 2522 ([X_{Fe}]^{OPX})^2 + 1667 \text{ FAC3} + 13360 \text{ FAC1} + 920 \text{ FAC4} + 5436 \text{ FAC2} + 5700 [X_{Ca}]^{Gr} ([X_{Ca}]^{Gr} + [X_{Fe}]^{Gr})$$

$$K = \frac{([X_{Mg}]^{Gr})^3}{([X_{Mg}]^{OPX})^3 [X_{Al}]^{M1} (1 - [X_{Al}]^{M1})}$$

$$\text{FAC1} = (1 - [X_{Mg}]^{OPX}) (1 - [X_{Al}]^{M1})$$

$$\text{FAC2} = (1 - [X_{Mg}]^{OPX}) ([X_{Mg}]^{OPX} (1 - [X_{Al}]^{M1}) + [X_{Al}]^{M1})$$

$$\text{FAC3} = [1 - 2 [X_{Mg}]^{OPX} (1 - [X_{Al}]^{M1})] \text{ FAC1}$$

$$\text{FAC4} = (1 - 2 [X_{Al}]^{M1}) \text{ FAC1}$$

$$[X_i]^{OPX} = i / (Fe^{2+} + Mg), i = (Fe^{2+}, Mg) \text{ dans l'OPX}$$

$$[X_{Al}]^{M1} = Al / 2$$

$$[X_i]^{Gr} = i / (Fe^{2+} + Mg + Ca), i = (Fe^{2+}, Mg, Ca) \text{ dans le grenat}$$

* Variante de CARSWELL & GIBB [1987] de HA84B:

HA84C

On reprend la formulation de HA84B mais en prenant:

$$[X_{Al}]^{M1} = (Al - [Cr + Fe^{3+} + 2 Ti - Na]) / 2$$

CRITIQUE: d'après CARSWELL & GIBB [1987] HA84B sous estime beaucoup la température et est à rejeter. HA84C est un peu meilleur.

* Le géobaromètre de NICKEL & GREEN [1985]:

NG85A

Ce géobaromètre a été calibré expérimentalement dans les systèmes CMAS et SMACCr en rajoutant des termes correctifs qui tiennent compte du fer:

$$P(Kb) = (A T(K) + B) / D$$

$$\text{où } A = -1,987 \ln K + 52,1 [X_{Ca}]^{Gr} [X_{Cr}]^{Gr} - 3,23$$

$$B = -9000 ([X_{Ca}]^{Gr})^2 - 3400 (2 ([X_{Cr}]^{Gr})^2 - [X_{Mg}]^{M1} [X_{Cr}]^{M1}) - 90853 [X_{Ca}]^{Gr} [X_{Cr}]^{Gr} - 7590 [X_{Fe}]^{Gr} [X_{Ca}]^{Gr} + 5157 [X_{Mg}]^{M1} [X_{Fe}]^{M1} + 6047$$

$$D = -183,3 - 178,98 [X_{Al}]^{M1} (1 - [X_{Al}]^{M1})$$

$$K = \frac{(1 - [X_{Ca}]^{Gr})^3 ([X_{Al}]^{Gr})^2}{[X_{Fe,Mg}]^{M1} ([X_{Fe,Mg}]^{M2})^2 [X_{Al}]^{M1}}$$

Pour l'OPX:

$$[X_{Al}]^{M1} = (Al - [Cr + Fe^{3+} + 2 Ti - Na]) / 2$$

$$[X_{Mg,Fe}]^{M1} = 1 - [X_{Al}]^{M1} - Cr - Ti$$

$$[X_{Mg,Fe}]^{M2} = 1 - Ca - Na - Mn$$

$$[X_{Mg}]^{M1} = Mg [X_{Mg,Fe}]^{M1} / (Fe^{2+} + Mg)$$

$$[X_{Fe}]^{M1} = Fe [X_{Mg,Fe}]^{M1} / (Fe^{2+} + Mg)$$

$$[X_{Cr}]^{M1} = 1 - [X_{Al}]^{M1} - Fe^{3+} - Ti - [X_{Mg,Fe}]^{M1}$$

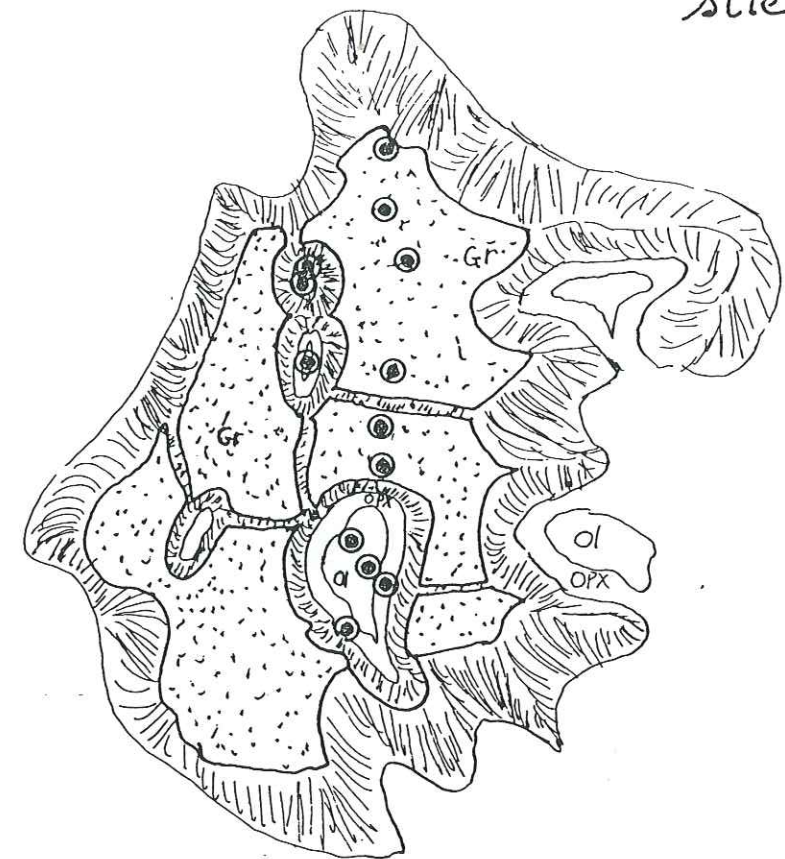
Pour le GRENAT:

$$[X_{Ca}]^{Gr} = Ca / (Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca)$$

$$[X_{Al}]^{Gr} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+})$$

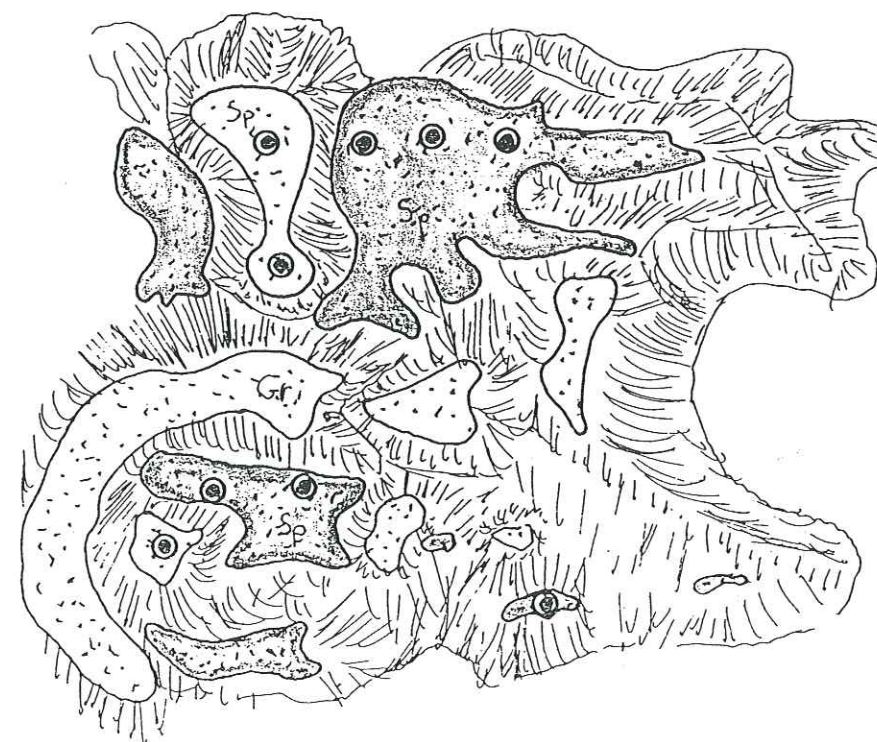
$$[X_{Cr}]^{Gr} = Cr / (Al + Cr + Fe^{3+})$$

CRITIQUE: Ce modèle est considéré comme le meilleur, surtout pour les échantillons riches en Cr [CARSWELL & GIBB, 1987].

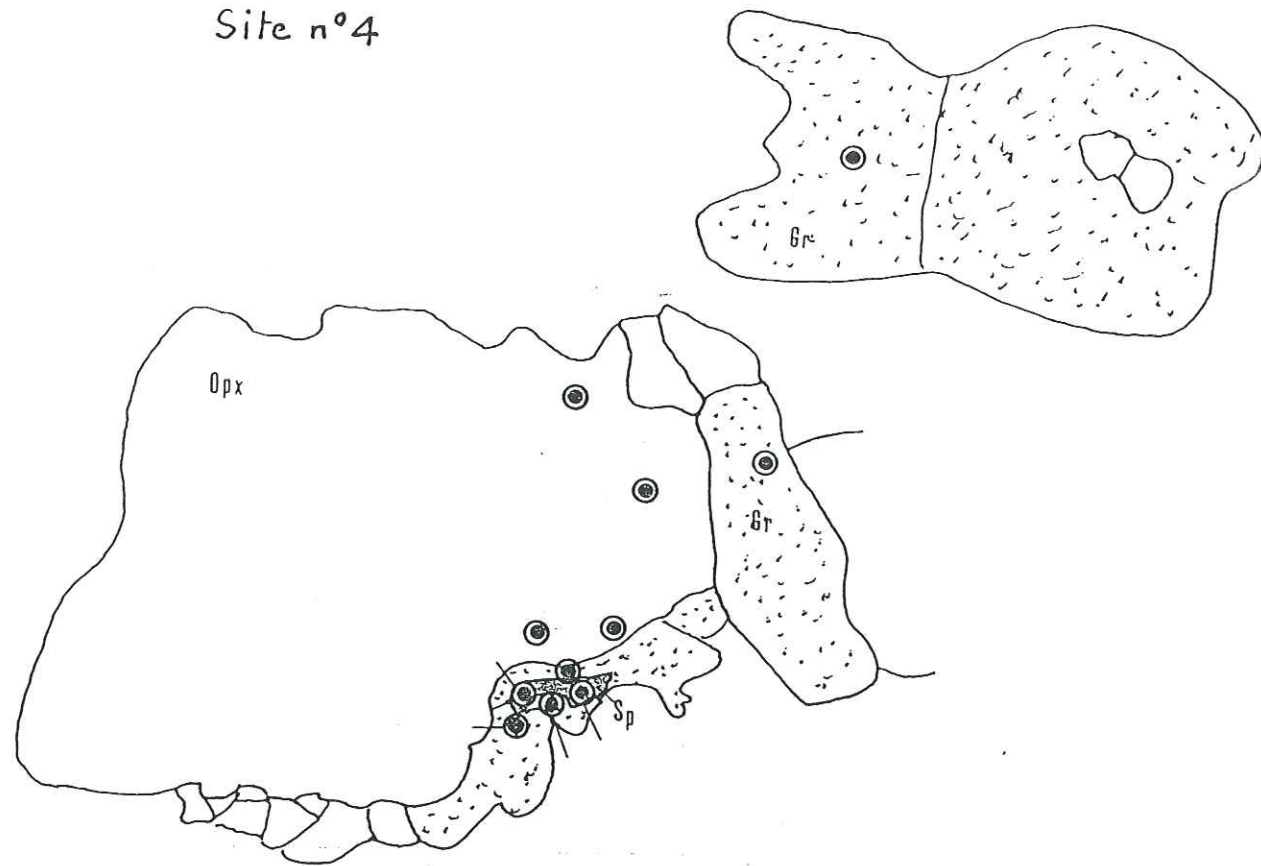


LAME: SCBF-25-3

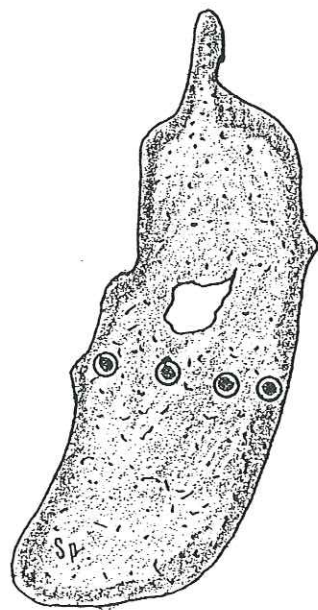
site n°1



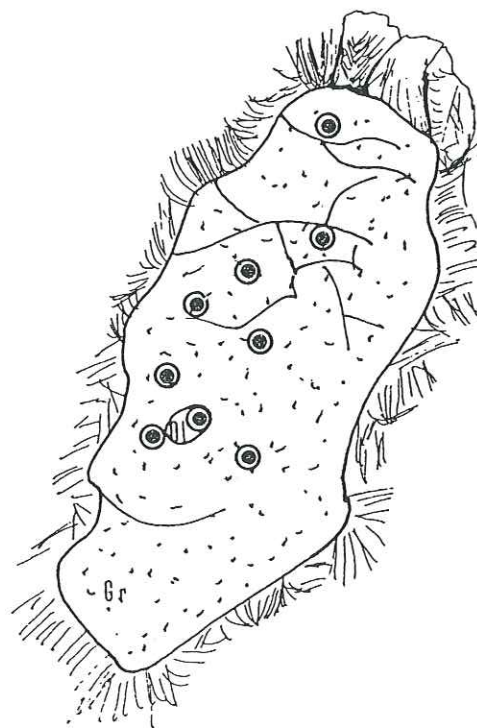
LAME: CHLA-1-S4
Site n°4



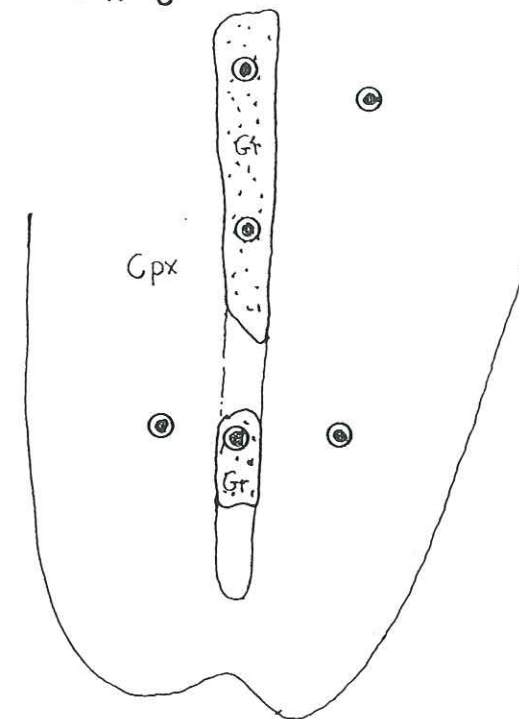
LAME: CHLA-13-3
Site n°5



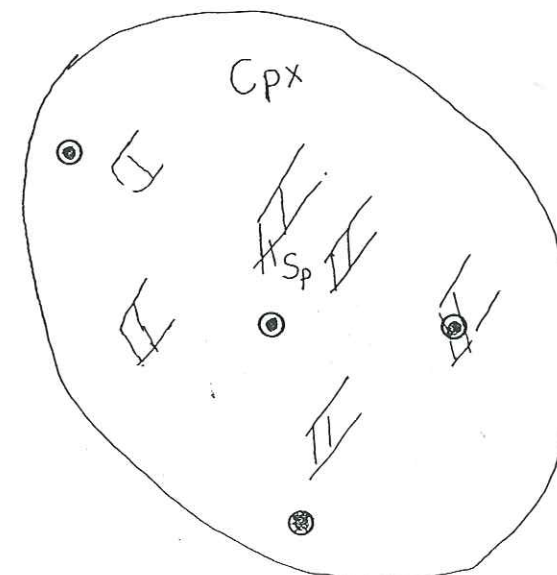
LAME: SCBF-10-10
Site n°4



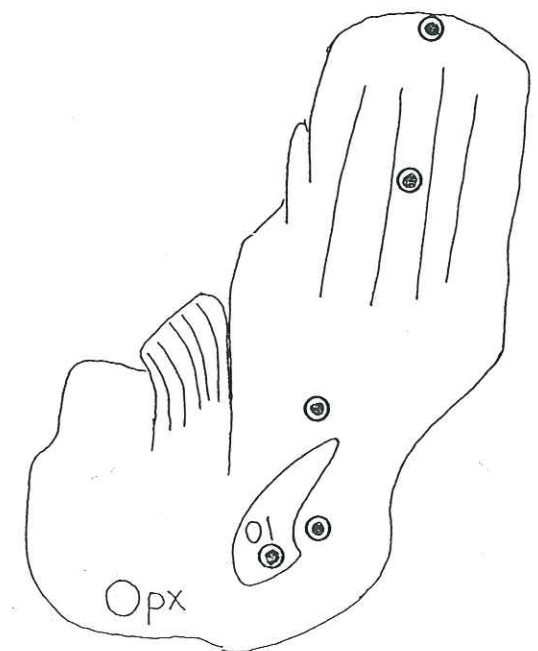
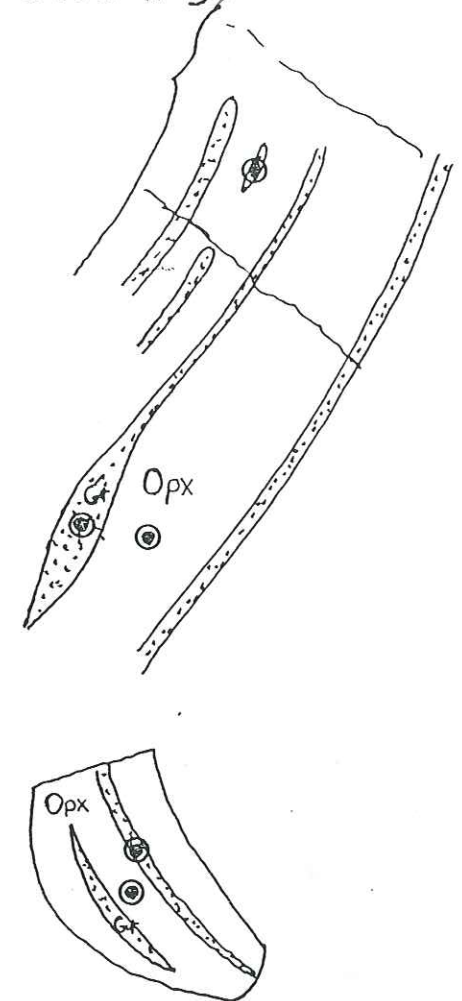
LAME: SCBF-22-2
Site: n°8



LAME: SCBF-23-3
Site n°1



LAME: SCBF-22-2
Site n°9



PREMIERE PARTIE

- Fig. 1 - Répartition des massifs cristallins de la Chaîne Varisque dans lesquels des ultrabasites à grenat ont été signalées dans la littérature.
- Fig. 2 - Localisation des grands ensembles géologiques du Massif de Bohême et des secteurs où des ultrabasites à grenat ont été signalées.
- Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de Bohême méridionale (d'après MACHART, 1984).
- Fig. 4 - Carte géologique simplifiée du corps granulitique de Namest et de Mohelno, Moravie occidentale (d'après MATEJOVSKA, 1967 et DOBRETISOV, 1984).
- Fig. 5 - Carte géologique simplifiée du massif granulitique de Bory (d'après MISAR et al., 1984).
- Fig. 6 - Carte simplifiée des unités tectoniques de la zone moldanubienne de Basse Autriche [FUCHS, 1971 et SCHARBERT & CARSWELL, 1983].
- Fig. 7 - Socle cristallin subaffleurant d'Ohre, zone de Litomerice, reconstitué à partir de xénolites et de sondages [d'après KOPECKY et SATTRAN, 1966].
- Fig. 8 - Grandes unités géologiques des Vosges et de la Forêt-Noire [d'après VON ELLER & FLUCK, 1977].
- Fig. 9 - Localisation des péridotites à grenat mantelliques dans le Massif Central Français [d'après AUTRAN et COGNE, 1980].
- Fig. 10 - Distribution des formations "précambriennes" dans le N.W. de la péninsule ibérique [d'après BARD et al., 1970 et ENGELS et al., 1972 dans DEN TEX, 1977].
- Fig. 11 - Esquisse géologique du massif des Beni Bouchera [d'après KORNPROBST, 1969].
- Fig. 12 - Localisation des péridotites du corps ultrabasique de Ronda (Andalousie) [d'après SUEN & FREY, 1977].
- Fig. 13 - Situation des écaillles lherzolitiques autour de l'étang de Lhers [d'après AZAMBRE & RAVIER, 1978].
- Fig. 14 - Affleurements ultramafiques de Bestiac et du Pic Calmont (d'après PEYRE, 1962 et MONCHOUX, 1970).
- Fig. 15 - Localisation des massifs ultrabasiques mantelliques de la zone d'Ivrée [d'après ERNST, 1978].
- Fig. 16 - Répartition des ultrabasites à grenat le long du linéament périadriatique [d'après ROST et al., 1978].
- Fig. 17 - Structure schématique d'une lithosphère continentale d'après les données fournies par les xénolites récoltés dans les basaltes alcalins et les kimberlites.

SECONDE PARTIE

- Fig. 18 - Localisation et contexte géologique du massif ultrabasique du Bois des Feuilles, Monts du Lyonnais [d'après BLANC, 1981].
- Fig. 19 - Localisation des massifs ultrabasiques de Chagnon, Monts du Lyonnais.
- Fig. 20 - Localisation du massif ultrabasique de l'Artige, Haut-Limousin.
- Fig. 21 - Classification des péridotites et des pyroxénolites d'après l'I.U.G.S. [1973].
- Fig. 22 - Porphyroclastes d'opx déformé, fissuré et montrant un pli en "cornue".

- Fig. 23 - Porphyroclaste d'opx contenant du spinelle quasi opaque, en continuité avec des lamelles d'exsolution même nature.
- Fig. 24 - Amas polycristallin de spinelle, d'opx, de cpx et d'olivine.
- Fig. 25 - "Coronite" de cristaux de recuit en bordure d'un cristal de spinelle partiellement inclu dans un cristal d'opx.
- Fig. 26 et 27 - Porphyroclastes d'enstatite présentant des exolutions de grenat.
- Fig. 28 et 29 - Reliques de spinelle enrobées par des coronites de grenat.
- Fig. 30 - Inclusion de spinelle enrobé de grenat dans un cristal d'olivine.
- Fig. 31 et 32 - Porphyroclastes poecilitiques de grenat à inclusions d'olivine, plus rarement de cpx et de spinelle.
- Fig. 33 - Cristaux de recuit de spinelle et d'amphibole au niveau d'un kink-band d'un porphyroclaste d'opx.
- Fig. 34 - Amas de petits cristaux interstitiels de spinelle, d'opx et d'olivine.
- Fig. 35 - Porphyroclaste de spinelle incluant des cristaux d'opx et d'olivine.
- Fig. 36 - Inclusion d'olivine dans un cristal d'opx partiellement recuit et enrobée de spinelle.
- Fig. 37 et 38 - Deux exemples d'inclusions de grenat dans un porphyroclaste d'olivine.
- Fig. 39 - Porphyroclaste de spinelle à inclusions multiples d'opx et de cpx.
- Fig. 40 - Texture d'un ruban de clinopyroxénolite à grenat associé aux métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.
- Fig. 41 - Position de deux analyses d'une pyroxénolite à grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et KORNPROBST et al. [1987].
- Fig. 42 - Position des deux analyses d'une clinopyroxénolite à grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme Al₂O₃-CaO-MgO-FeO.
- Fig. 43 - Position des clinopyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme SiO₂-Al₂O₃ qui distingue les éclogites à disthène et/ou corindon et les grossopyrites d'après KORNPROBST et al. [1987].
- Fig. 44 à 46 - Reproduction à partir de photos de rubans de pyroxénolite à grenat déformés dans des lherzolites à spinelle et grenat à texture mylonitique.
- Fig. 47 à 50 - Quatre exemples de rubans zonés.
- Fig. 51 et 52 - Amandes constituées de cristaux de cpx et de grenat.
- Fig. 53 - Clinopyroxénolite à grenat composée de cristaux ovoïdes de cpx cimentés par une grande plage fissurée de grenat.
- Fig. 54 - Ruban à texture "kélyphitique".
- Fig. 55 - Position de quatre analyses de pyroxénolites à grenat de Chagnon dans le diagramme Al-F-M de MOUKADIRI & KORNPROBST [1984] et KORNPROBST et al. [1987].
- Fig. 56 - Position des deux analyses de pyroxénolite à grenat de Chagnon dans le diagramme Al₂O₃-CaO-MgO-FeO.
- Fig. 57 - Position des pyroxénolites à grenat de Chagnon dans le diagramme SiO₂-Al₂O₃ qui distingue les éclogites à disthène et/ou corindon et les grossopyrites d'après KORNPROBST et al. [1987].
- Fig. 58 - Grande plage déformée "plastiquement" de grenat recuit dans un ruban de pyroxénolite à grenat de l'Artige.

Fig. 59 - Porphyroclaste d'opx au cœur d'un ruban pyroxénolitique, bordé de petits cristaux de grenat.

Fig. 60 - Porphyroclaste de spinelle enrobé de grenat, cimentant des cristaux de cpx et d'opx.

Fig. 61 - Grande plage poecilitique de bordure à inclusions d'opx et surtout d'olivine, rappelant ceux des métadunités et webstérites à grenat du Bois des Feuilles.

Fig. 62 - Deux porphyroclastes d'opx déformés, dont l'un est à exsolution de grenat.

Fig. 63 - Croissance d'une coronite de grenat autour d'un cristal de spinelle, suivie par un cisaillement ou un boudinage à H.T.

Fig. 64 - Trajectoires PT possibles des matériaux pouvant entraîner la croissance postérieure du grenat par rapport à celle du spinelle.

Fig. 65 - Rétromorphose d'un cristal de grenat par de la kélyphite.

TROISIEME PARTIE

Fig. 66 et 67 - Position des types d'opx analysés dans les métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles dans le diagramme En-Fs-Wo.

Fig. 68 - Variation des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des différents types d'opx analysés des métalherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Fig. 69 - Géothermométrie des opx des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles à l'aide de divers diagrammes de phases basés sur la solubilité de l'Al₂O₃ dans les pyroxènes.

Fig. 70 - Positions des trois types de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles dans le diagramme Q-J qui permet de différencier les pyroxènes à tendance sodique et autres [MORIMOTO, 1988].

Fig. 71. Position des cpx dans le diagramme de Hess.

Fig. 72 - Variations de MgO, CaO et Al₂O₃ dans les opx analysés dans les lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Fig. 73 - Variations des teneurs des deux constituants, Jd et CaTs des cpx analysés.

Fig. 74 - Différenciation des cpx d'après leurs rapport Na/Cr des péridotites "sous-continentales" et "sous océaniques" de KORNPROBST et al. [1981], appliquée aux cpx considérés ici.

Fig. 75 - Différenciation des cpx à affinité éclogitique, xénolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Fig. 76 - Variations des rapports 100 Cr/(Cr + Al) et 100 Mg/(Mg + Fe²⁺) des spinelles des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles comparées à celles des massifs de péridotites sous continentales ou ophiolitiques.

Fig. 77 - Position des porphyroclastes d'opx à exsolution de grenat des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme de Hess.

Fig. 78 - Géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] appliqué aux porphyroclastes d'opx à exsolution de grenat analysés des métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Fig. 79 - Variation des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des porphyroclastes à exsolution de grenat de métalherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.

Fig. 80 - Géothermométrie des porphyroclastes d'opx à exsolution de grenat des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles à l'aide de divers diagrammes de phases basés sur leur teneur en Al₂O₃.

- Fig. 81 - Positions des trois types de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles dans le diagramme Q-J qui permet de différencier les pyroxènes à tendance sodique et autres [MORIMOTO, 1988].
- Fig. 82 - Position des cpx dans le diagramme de Hess par rapport à ceux des lherzolites à grenat et des mégacristaux du Lesotho de BOYD & NIXON [1973].
- Fig. 83 - Variations de MgO, CaO et Al₂O₃ dans les opx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.
- Fig. 84 - Variations en Jd et en CaTs des cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat.
- Fig. 85 - Différenciation des cpx d'après leurs rapports Na/Cr des péridotites "sous-continentales" et "sous océaniques" de KORNPROBST et al. [1981], appliquée aux cpx considérés ici.
- Fig. 86 - Différenciation des cpx à affinité éclogitique, xenolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.
- Fig. 87 - Thermobaromètre de GASPARIK [1983] basé sur les variations des teneurs en CaTs et en En des cpx coexistant avec une phase alumineuse dans le système CMAS appliqué aux cpx des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.
- Fig. 88 - Composition des coronites et des exsolutions de grenat analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.
- Fig. 89 - Comparaison des variations des rapports 100 Cr/(Cr + Al) et 100 Mg/(Mg + Fe²⁺) des spinelles à coronites de grenat du Bois des Feuilles et d'autres massifs de péridotites sous continentales ou ophiolitiques.
- Fig. 90 - Pourcentage de forstérite contenu dans les deux types d'olivine analysés dans les métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles comparé avec celui des inclusions rencontrées dans les diamants par MEYER [1982].
- Fig. 91 - Position des deux types d'opx analysés dans les porphyroclastes de grenat dans le diagramme de Hess.
- Fig. 92 - Géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] appliqué aux deux types d'opx analysés des métadunités à grenat et spinelle du Bois des Feuilles.
- Fig. 93 - Position de l'inclusion de cpx analysée dans un porphyroclaste de grenat dans le diagramme de Hess.
- Fig. 94 - Compositions des cristaux de grenat analysés dans les dunités du Bois des Feuilles.
- Fig. 95 - Compositions des deux types de spinelle analysés avec ceux des lherzolites à spinelle et/ou grenat
- Fig. 96 - Chemins thermobarométriques hypothétiques des métalherzolites à spinelle, des métalherzolites à spinelle et grenat et des métadunités à grenat et spinelle rencontrées au Bois des Feuilles déduits de l'examen des principales phases.
- Fig. 97 - Comparaison des compositions des différents types d'opx analysés dans les métalherzolites à spinelle de Chagnon avec ceux du Bois des Feuilles dans le diagramme En-Fs-Wo.
- Fig. 98 - Géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] appliqué aux différents types d'opx analysés.
- Fig. 99 - Comparaison des variations en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des différents types d'opx analysés des métalherzolites à spinelle de Chagnon et du Bois des Feuilles.
- Fig. 100 - Thermobarométrie des cristaux d'opx analysés dans les lherzolites à spinelle à l'aide de la solubilité de l'alumine.
- Fig. 101 - Positions des deux types de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle de Chagnon par rapport au diagramme de phases des pyroxènes à 10 Kb de LINDSLEY [1983].
- Fig. 102 - Comparaison des rapports 100 Cr/(Cr + Al) des différents types de spinelle rencontrés dans les lherzolites à spinelle de Chagnon par rapport à ceux du Bois des Feuilles.

- Fig. 103 - Position de l'analyse du porphyroclaste dans le diagramme de Hess.
- Fig. 104 - Diagramme Q-J de MORIMOTO [1988] appliqué aux deux types de cpx analysés dans les métalherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.
- Fig. 105 - Position des deux analyses dans le diagramme de Hess
- Fig. 106 - Compositions des porphyroclastes de grenat analysés.
- Fig. 107 - Comparaison des cristaux de spinelle analysés avec ceux des lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles, des lherzolites à spinelle de Chagnon et des massifs sous-continentaux.
- Fig. 108 - Projection des analyses effectuées sur un cristal d'opx de bordure d'un ruban pyroxénolitique associé aux lherzolites à spinelle et grenat de Chagnon.
- Fig. 109 - Application du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] aux analyses effectuées sur un cristal d'enstatite très calcique en bordure d'un ruban pyroxénolitique de Chagnon.
- Fig. 110 - Variations en SiO₂, Al₂O₃ et MgO du cristal d'opx analysé.
- Fig. 111 - Thermobarométrie basée sur la solubilité de l'alumine dans un cristal d'opx de bordure d'un ruban pyroxénolitique de Chagnon.
- Fig. 112 - Application du diagramme Q-J de MORIMOTO [1988] aux différents types de cristaux de cpx analysés dans des rubans pyroxénolitiques de Chagnon.
- Fig. 113 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess.
- Fig. 114 - Variations de MgO, CaO et Al₂O₃ dans les cpx analysés dans les rubans pyroxénolitiques de Chagnon.
- Fig. 115 - Variations en Jd et en CaTs des cpx analysés.
- Fig. 116 - Différenciation des cpx des péridotites "sous-continentales" et des péridotites "sous-océaniques" d'après leurs rapports Na/Cr [KORNPROBST et al., 1981], appliquée aux cpx analysés dans les pyroxénolites de Chagnon.
- Fig. 117 - Différenciation des cpx à affinité éclogitique, xenolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cpx analysés dans les pyroxénolites de Chagnon.
- Fig. 118 - Compositions des différents types de grenat analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat du Bois des Feuilles.
- Fig. 119 - Chemins thermobarométriques hypothétiques des métalherzolites à spinelle, des métalherzolites à spinelle et grenat et des pyroxénolites à grenat rencontrées à Chagnon déduits de l'examen des principales phases minérales.
- Fig. 120 - Application du diagramme de Hess aux analyses effectuées à la microsonde sur des porphyroclastes d'opx dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.
- Fig. 121 - Application du géothermomètre de BOYD & NIXON [1973] sur les analyses des porphyroclastes d'opx.
- Fig. 122 - Variations en SiO₂, Al₂O₃ et MgO des porphyroclastes d'opx analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.
- Fig. 123 - Thermobarométrie des porphyroclastes d'opx analysés dans les lherzolites de l'Artige à l'aide de la solubilité de l'alumine.
- Fig. 124 - Application du diagramme Q-J de MORIMOTO [1988] aux cristaux de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige.
- Fig. 125 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess.

Fig. 126 - Variations de MgO, CaO et Al₂O₃ dans les cristaux de cpx analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat.

Fig. 127 - Variations des teneurs en Jd et en CaTs des cristaux de cpx analysés.

Fig. 128 - Différentiation des cpx des périodotites "sous-continentales" et des périodotites "sous-océaniques" d'après leurs rapports Na/Cr [KORNPROBST et al., 1981], appliquée aux cristaux analysés dans les lherzolites de l'Artige

Fig. 129 - Différentiation des cpx à affinité éclogitique, xénolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cristaux de cpx analysés dans les lherzolites de l'Artige.

Fig. 130 - Composition des différents types de grenat analysés à la microsonde dans les lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige.

Fig. 131 - Comparaison des cristaux de spinelle analysés dans les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige avec ceux des lherzolites à spinelle du Bois des Feuilles.

Fig. 132 - Application du diagramme Q-J de MORIMOTO [1988] aux cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites à grenat associées aux lherzolites à spinelle et grenat du massif de l'Artige.

Fig. 133 - Répartition des analyses dans le diagramme de Hess.

Fig. 134 - Variations de MgO, CaO et Al₂O₃ dans les cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites de l'Artige.

Fig. 135 - Variations des teneurs en Jd et en CaTs des cristaux de cpx analysés.

Fig. 136 - Différentiation des cpx des périodotites "sous-continentales" et des périodotites "sous-océaniques" d'après leurs rapports Na/Cr [KORNPROBST et al., 1981], appliquée aux cpx analysés dans les pyroxénolites de Chagnon.

Fig. 137 - Différentiation des cpx à affinité éclogitique, xénolitique (basalte) ou ignée d'après leur rapport AlVI/AlIV selon AOKI & SHIBA [1973] appliquée aux cristaux de cpx analysés dans les pyroxénolites à grenat.

Fig. 138 - Compositions des deux types de cristaux de grenat analysés dans des pyroxénolites de l'Artige.

Fig. 139 - Trajectoire PT hypothétique évaluée à partir des analyses des pyroxènes des lherzolites à spinelle et grenat et des pyroxénolites à grenat associées de l'Artige.

QUATRIEME ET CINQUIEME PARTIES

Fig. 140 - Trajectoires PT hypothétiques obtenues par l'application des géothermomètres et géobaromètres applicables aux OPX et CPX en équilibre avec du spinelle ou du grenat.

Fig. 141 - Trajectoires PT hypothétiques obtenues pour les lherzolites à spinelle et un cristal d'opx d'un ruban de pyroxénolite à grenat de Chagnon.

Fig. 142 - Trajectoires PT hypothétiques calculées pour les lherzolites à spinelle et grenat de l'Artige.

Fig. 143 - Mêmes choses que dans les figures 140 à 142.

Fig. 144 - Diagramme de GREEN & RINGWOOD [1967] appliqué aux ultrabasites à grenat des Monts du Lyonnais.

Fig. 145 - Modèle géodynamique de mise en place des massifs de périodotites à grenat des Monts du Lyonnais et de l'Artige.

E 4 AVR. 1989

Les corps ultramafiques des monts du Lyonnais (Bois des Feuilles, Chagnon) et de l'Artige (Haut-Limousin) contiennent des lherzolites à spinelle, des lherzolites à spinelle et grenat, des dunités à grenat et spinelle ainsi que des pyroxénolites à grenat. Ces faciès définissent actuellement un rubanement intime. A l'image de leurs homologues varisques (Bohême, Vosges) ces massifs d'origine mantellique sont incorporés dans des matériaux crustaux (granulites, gneiss cata à mésozonaux).

Ces ultrabasites offrent des textures porphyroclastiques et mylonitiques consécutives à des déformations de H.T. et H.P. Les anciennes paragenèses comportent des opx calciques et alumineux ainsi que des cpx magnésiens et alumineux en équilibre avec le spinelle et/ou le grenat. Les conditions PT (900 - 1100°C et 20 - 25 Kb) qui ont accompagné les déformations ont été obtenues à partir des pyroxènes des lherzolites à spinelle. Ces conditions correspondent aussi à un premier rééquilibrage des compositions des phases des ultrabasites à spinelle et/ou grenat.

En outre une investigation thermobarométrique fine a permis de déceler un rééquilibrage tardif (750 - 900°C, $P \leq 20$ Kb) qui a sensiblement modifié les compositions des opx. Ce rééquilibrage est contemporain du recuit post-tectonique qui affecte les olivines et les pyroxènes. Les conditions PT extrêmes ($T \geq 1300^\circ\text{C}$ - $35 \leq P \leq 41$ Kb), probablement anciennes, ont été obtenues sur les pyroxénolites à grenat de Chagnon et les porphyroclastes de pyroxène à exsolutions de grenat du Bois des Feuilles. Ces valeurs permettent d'envisager des évolutions différentes pour des matériaux actuellement intimement associés. Ceci est en contradiction avec l'influence d'une subduction proposée par de nombreux auteurs. Ces données suggèrent une précocité des multiples formes de grenat. Les fortes analogies pétrographiques, texturales, minéralogiques, thermobarométriques avec les xénolites mantelliques récoltés dans les basaltes alcalins et les kimberlites confirment cette version.

Le modèle géodynamique de mise en place proposé est celui d'un "diapir" asthénosphérique chaud et "plastique". Au cours de son ascension à travers une lithosphère rigide et froide, les péridotites à grenat des parties supérieures du diapir se déforment et acquièrent leur texture actuelle. Puis à la faveur de la distension cambro-ordovicienne les ultrabasites ont peut-être subi une dénudation mantellique. Au Silurien le charriage de l'une des deux marges sur l'autre et/ou des mouvements subductifs arrachent des copeaux de péridotites à grenat et les incorporent dans les roches crustales en cours de métamorphisme.